

**CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA A ESCALA 1:50.000 DE LAS
HOJAS DEL MAPA TOPOGRÁFICO NACIONAL N^{OS} 787, 813,
839, 840 Y 864 Y DEL PALEOZOICO DE LAS HOJAS N^{OS} 865
Y 886**

INFORME SEDIMENTOLÓGICO

Diciembre, 2000

ÍNDICE

	Pág.
1.- INTRODUCCIÓN	1
1.1.- SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA	1
1.2.- METODOLOGÍA DE TRABAJO	6
2.- PALEOZOICO	10
2.1.- INTRODUCCIÓN	10
2.2.- ORDOVÍCICO	13
2.2.1.- ORDOVÍCICO INFERIOR	14
2.2.1.1.- ARENISCAS, CUARCITAS Y PIZARRAS. FORMACIÓN DE BASE. TRE- MADOC. ARENIGIENSE INFERIOR.....	14
2.2.1.2.- CUARCITAS Y ARENISCAS CUARCÍTCAS. CUARCITA ARMORICANA (ARENIGIENSE).....	17
2.2.1.3.- CUARCITAS, ARENISCAS CUARCÍTCAS Y PIZARRAS. CAPAS POCHI- CO (ARENIG SUPERIOR).....	20
2.2.2.- ORDOVÍCICO MEDIO	22
2.2.2.1.- PIZARRAS NEGRAS Y GRIS AZULADAS. PIZARRAS DEL RÍO. ARENI- GIENSE SUPERIOR-LLANDEILO (DOBROTIVIENSE).....	24
2.2.2.2.- ARENISCAS CUARCÍTCAS, CUARCITAS Y PIZARRAS. ALTERNANCIA “EL CAÑO”. DOBROTIVIENSE INFERIOR	30
2.2.2.3.- PIZARRAS GRIS AZULADAS, LIMOLITAS GRIS OSCURO A VERDOSO Y ARENISCAS CUARCÍTCAS. PIZARRAS GUINDO. LLANDEILIENSE (DO- BROTIVIENSE INFERIOR TERMINAL. DOBROTIVIENSE SUPERIOR)..	34
2.2.3.- ORDOVÍCICO SUPERIOR	41
2.2.3.1.- ARENISCAS CUARCÍTCAS Y CUARCITAS DE GRANO MEDIO. CUAR- CITAS BOTELLA. LLANDEILIENSE SUPERIOR-CARADOC INFERIOR. 42	
2.2.3.2.- LUTITAS Y FANGOLITAS (PIZARRAS), LIMOLITAS Y ARENISCAS LI- MOSO-MICÁCEAS DE COLOR GRIS VERDOSO A AMARILLENTO. “PIZARRAS CANTERA”. CARADOC INFERIOR Y MEDIO.....	45

2.2.3.3.- ARENISCAS, CUARCITAS, LUTITAS Y FANGOLITAS (PIZARRAS) DE COLOR CREMA AMARILLENTO A VERDOSO. BANCOS MIXTOS. CARADOC TERMINAL-ASHGILL INFERIOR.....	48
2.2.3.4.- CALIZAS BIOCLÁSTICAS, DOLOMIAS GRISES A OCRE. Y EPICLASTITAS DE GRANO MEDIO A GRUESO. CALIZA DE URBANA. ASHGILL (PREHIRNANTIENSE).....	55
2.2.3.5.- ARENISCAS CON FRAGMENTOS. ASHGILL TERMINAL (HIRNANTIENSE).....	60
2.2.3.6.- LUTITAS NEGRAS Y FANGOLITAS GRIS OSCURA. "PIZARRAS CHAVERA". ASHGILL TERMINAL. HIRNANTIENSE	63
2.3.- SILÚRICO	67
2.3.1.- <u>CUARCITAS DE GRANO MEDIO-FINO Y ARENISCAS CUARCÍTIICAS BLANCAS A GRISÁCEAS. "CUARCITA DE CRIADERO". LLANDOVERY</u>	<u>68</u>
2.3.2.- <u>AMPELITAS, FANGOLITAS NEGRAS CON NÓDULOS Y LIMOLITAS GRIS OSCURO. "PIZARRAS NEGRAS AMPELÍTIICAS". LLANDOVERY SUPERIOR-WENLOCK INFERIOR</u>	<u>72</u>
2.3.3.- <u>ARENISCAS, CUARCITAS, LIMOLITAS Y PIZARRAS GRISES. SILÚRICO SUPERIOR (WENLOCK SUPERIOR), DEVÓNICO INFERIOR</u>	<u>75</u>
2.4.- DEVÓNICO	80
2.4.1.- <u>DEVÓNICO INFERIOR.....</u>	<u>83</u>
2.4.1.1.- CUARCITAS, ARENISCAS, ARENISCAS FERRUGINOSAS, ARENISCAS OOLÍTIICAS Y LUTITAS CARBONATADAS VERDES A ROJO VINOSO. "CUARCITA PRINCIPAL" O "CUARCITAS DEL RISQUILLO". LOCKKOVIENSE-PRAGUIVENSE.....	84
2.4.1.2.- CALIZAS BIOCLÁSTICAS AMARILLENTO ROSADAS, ARENISCAS CUARCÍTIICAS BLANCAS, ARENISCAS OOLÍTIICAS ROJAS Y MARGAS GRISES. EMSIENSE.....	93
2.4.2.- <u>DEVÓNICO SUPERIOR.....</u>	<u>95</u>
2.4.2.1.- ARENISCAS Y ARENISCAS OOLÍTIICAS. DEVÓNICO SUPERIOR (FAMENIENSE).....	96

2.5.- CARBONÍFERO	97
2.5.1.- <u>CONGLOMERADOS, ARENISCAS CON GRAVA, ARENISCAS, LIMOLITAS Y LUTITAS. CARBONÍFERO INFERIOR-"FACIES CULM"</u>	98
2.5.2.- <u>CONGLOMERADOS, ARENISCAS Y FANGOLITAS. CARBONÍFERO SUPERIOR</u>	102
3.- MESOZOICO	105
3.1.- TRIÁSICO	105
3.1.1.- <u>CONGLOMERADOS, ARENISCAS CON GRAVA Y LUTITAS</u>	108
3.1.2.- <u>DOLOMÍAS CON O SIN CANTOS Y CONGLOMERADOS CON CEMENTO DOLOMÍTICO</u>	110
3.1.3.- <u>LUTITAS GRIS OSCURO CON INTERCALACIONES DE CARBONATOS</u> 112	
3.1.4.- <u>LUTITAS ROJO-VIOLÁCEO Y ARENISCAS</u>	115
3.1.5.- <u>LUTITAS GRISES Y ROJAS, ARENISCAS Y CONGLOMERADOS</u>	117
3.1.6.- <u>LUTITAS GRIS-VERDOSO, MARGAS DOLOMÍTICAS Y DOLOMÍAS ARCILLOSAS</u>	122
3.1.7.- <u>LUTITAS ROJAS CON NIVELES DE ARENISCAS ("S")</u>	126
3.1.8.- <u>ARENISCAS</u>	130
3.1.9.- <u>LUTITAS ROJAS CON NIVELES DE ARENISCAS ("s") Y YESOS</u>	132
3.2.- JURÁSICO	134
3.2.1.- <u>DOLOMÍAS BIEN ESTRATIFICADAS, DOLOMÍAS MASIVAS CARNIOLARES Y CALIZAS DOLOMÍTICAS, CON ESCASAS INTERCALACIONES DE LUTITAS</u>	135
3.2.2.- <u>MARGAS VERDES Y VIOLÁCEAS. DOLOMÍAS AMARILLENTAS. DOLOMÍAS BRECHOIDES Y CALIZAS DE CLASTOS NEGROS EN LA COBERTERA TABULAR. LUTITAS VERDES Y ROJAS, CON NIVELES DE CALIZAS DE ALGAS Y DOLOMÍAS Y, LOCALMENTE, DE YESOS EN EL PREBÉTICO</u>	139
3.2.3.- <u>DOLOMÍAS Y CALIZAS BIEN ESTRATIFICADAS, BRECHOIDES HACIA LA BASE</u>	142
3.2.4.- <u>LUTITAS VERDES Y ROJAS, DOLOMÍAS Y CALIZAS OOLÍTICAS</u>	146

3.2.5.- <u>DOLOMÍAS, CALIZAS DOLOMÍTICAS, CALIZAS CON OOLITOS Y CALIZAS MICRÍTICAS</u>	147
3.3.- CRETÁCICO	149
3.3.1.- <u>CONGLOMERADOS. CRETÁCICO INFERIOR</u>	150
4.- <u>TERCIARIO</u>	151
4.1.- LIMOS CON NIVELES DE CALCARENITAS BIOCLÁSTICAS Y CALIZAS DOLOMÍTICAS	151
4.2.- TRAVERTINOS	153
4.3.- CONGLOMERADOS, ARENAS CON GRAVA, LIMOS, ARCILLAS. MIOCENO SUPERIOR	154
4.4.- CONGLOMERADOS POLIMÍCTICOS, ARENISCAS CON GRAVA, CALIZAS BIOCLÁSTICAS Y CALIZAS ONCOLÍTICAS	155
4.5.- LUTITAS OCRES, MARGAS VERDOSAS, CONGLOMERADOS Y CALIZAS	157
4.6.- CALIZAS MICRÍTICAS, CALIZA DE GASTERÓPODOS Y MARGAS GRISSES	159
5.- <u>CUATERNARIO</u>	161

1.- INTRODUCCIÓN

1.1.- SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA

El área de estudio de este Proyecto MAGNA comprende las Hojas del Mapa Topográfico Nacional nºs 787 (Alhambra), 813 (Villanueva de los Infantes), 839 (Torre de Juan Abad), 840 (Bienservida), 864 (Venta de los Santos) y los terrenos paleozoicos de las Hojas nºs 865 (Siles) y 886 (Beas del Segura).

Geográficamente esta área se encuadra en las provincias de Ciudad Real, Albacete y Jaén, y por tanto, en las Comunidades Autónomas de Castilla La Mancha y Andalucía.

Las grandes unidades geográficas y geomorfológicas diferenciables, coinciden en gran medida con las Unidades Geológicas.

Como unidad central pueden considerarse los relieves de los materiales del ciclo paleozoico, cuyo afloramiento cubre gran parte de la Hoja nº 864, prolongándose por los sectores centrales de la Hoja nº 840, junto a afloramientos de menor extensión en los sectores centro orientales de las Hojas nºs 839 y 813, y el espolón suroriental de la Sierra de Alhambra, en la Hoja del mismo nombre (787).

En esta unidad se encuentran los relieves más importantes del área de estudio, excepción hecha de los que se encuentran en el borde occidental de la Hoja nº 840 en la unidad del Prebético Externo que se describirá posteriormente, y entre los que cabe destacar el vértice Bolos (1.088 m) en la Sierra de Alhambra, Hoja nº 787 y el Pilas Verdes (1.151 m) y Juan Negro (1.124 m) en la Sierra del Relumbrar, Hoja nº 840 y el Padilla (1.007 m) en la Hoja nº 864.

Esta unidad geográfica y geológica está recorrida por escasas carreteras de índole local con trazado tortuoso y mal estado del piso, especialmente la Hoja nº 864, con una única vía de comunicación asfaltada que discurre Norte-Sur por los sectores centrales de la Hoja.

El paisaje es el de monte bajo con manchas boscosas importantes, en general de pinar autóctono y de repoblación con escasas parcelas cultivadas, normalmente en formaciones paleozoicas friables y con olivar de secano como monocultivo. En su mayor parte, en estos terrenos se ubican grandes fincas dedicadas a la caza mayor, teniendo la explotación de la madera como actividad subsidiaria.

Esta unidad geográfica y geológica está conformada por los afloramientos más orientales de Sierra Morena, de tal manera que, en sentido Norte-Sur, el área del Proyecto contiene una transversal completa de estos materiales paleozoicos. Las características que posteriormente se describirán de las series aflorantes, permitirán encuadrar esta área en la Zona Centro Ibérica (Z.C.I.), JULIVERT, M. *et al.* (1974), y específicamente en la Surcentroibérica de GUTIÉRREZ MARCO, J.C. *et al.* (1984a).

Los núcleos de población son tan escasos y dispersos que el índice de habitantes por Km² es inferior a 10 personas/Km², por lo que se encuadraría en el tipo desértico. Dentro de esta área, los únicos núcleos reseñables son las aldeas de Venta de los Santos y Montizón, menos de 300 habitantes en su conjunto.

Al norte y este del área paleozoica, delimitada por la Sierra de Alhambra (787) y Relumbrar (840), se extiende la llanura Manchega, en la que pueden definirse dos subáreas directamente relacionadas con su litología. Los materiales blandos de edad triásica y miocena que circundan los relieves paleozoicos, en sentido amplio encuadrados en la denominación de Campos de Montiel y la plataforma estructural de los carbonatos jurásicos descrita como "Ossa de Montiel", con una cota uniforme en torno a los 920 m.

Los cultivos en esta área van desde los viñedos, cereales y olivar en la subárea triásico-miocena, al monte bajo y explotaciones de ganadería extensiva en los carbonatos de Ossa de Montiel. En este caso la red viaria es mucho más densa y de buena calidad, destacando las Nacionales 430 y 415 y la comarcal de la Solana a Villamanrique, que atraviesa de norte a sur las Hojas n^{os} 787, 813 y 839.

Los núcleos de población más importantes son Villanueva de los Infantes, Alhambra, Montiel, Albadalejo, Villanueva de la Fuente, Torre de Juan Abad, Cozar y Villamanrique.

Al sur y este del área paleozoica y conectada por noreste del área de estudio con la plataforma de Ossa de Montiel y los Campos de Montiel, es decir rodeando por el norte y este la Sierra del Relumbrar, se tiene un área con características similares a la anteriormente descrita. De la misma forma, en esta área suroriental pueden diferenciarse dos subáreas. El pasillo en material triásico mioceno de dirección este-oeste que discurre desde Beas de Segura hasta Linares y el corredor que sube con dirección NNE desde Beas de Segura hasta Alcaraz en los mismos materiales. La litología de las series triásico-miocenas hace, que esta subárea sea lo que se cultiva con mayor intensidad, especialmente el olivar, tanto de secano como de regadío. A su vez, por ella discurren las principales vías de comunicación, Nacional 432 y se asientan los núcleos de población más importantes, entre los que cabe destacar Arroyo del Ojanco, Puente Genave, Villapalacios, Bienservida y Reolid.

En el borde oriental de la Hoja n^o 840 y dentro de esta área, el relieve plano del corredor triásico pasa progresivamente al de cuesta, a medida que se asciende en la serie, hasta alcanzar los relieves carbonatados de la Sierra de Alcaraz, donde se alcanzan las cotas más altas dentro de este Proyecto. Se trata de las series Mesozoicas del Prebético externo en las que destacan el Pico de la Sagra (1.771 m), La Atalaya (1.454 m) y El Casar (1.205 m), como puntos culminantes. El cambio litológico se acompaña de un drástico cambio en la vegetación, pasando del cultivo del olivar de secano y los almendrales, al monte bajo y los pinares en los carbonatos.

En el contexto general del área del Proyecto, los cursos de agua más importantes son en el área Nororiental, el río Ruidera, en el que se encuentran las lagunas del mismo nombre (787), el río Azuer y su afluente por la margen derecha el río Cañamares, que junto al río Jabalón drenan los Campos de Montiel y el borde sur occidental de la Plataforma Carbonatada de Ossa de Montiel. Todos estos cursos fluviales se encuadran en la Cuenca del Guadiana.

En el área del paleozoico nacen al norte los ríos Guadalén y sus afluentes, los ríos Dañador, Montizón y Guadalmena. Este último tiene como principales afluentes por la margen izquierda los ríos Turruchel, Mesta y Salobre, que drenan la subárea del Prebético de la Sierra de Alcaraz.

El río Guadalmena bordea la Sierra del Relumbrar (840) por el pasillo oriental de forma subparalela al frente prebético, hasta el embalse del mismo nombre. Aguas abajo de esta presa vierte al Guadalimar (886), a la altura de Arroyo del Ojanco. A su vez, el Guadalimar toma dirección este-oeste, instalándose en el pasillo triásico-terciario del área sur-oriental desde Beas de Segura hasta las proximidades de Linares, donde confluye con el Gaudalén. Esta red pertenece a la Cuenca del Guadalquivir por su margen derecha.

Como anteriormente se reseñaba, la distribución areal, desde el punto de vista geográfico coincide con las unidades geológicas diferenciables. De forma resumida, las unidades geológicas diferenciables en el área del Proyecto son, de norte a sur:

Cobertera Tabular de la Meseta

Se trata de la orla suroccidental del Mesozoico del Macizo Ibérico, en la que se han diferenciado las facies detríticas rojas de edad Triásica (*red beds*), la plataforma carbonatada de edad Jurásico Inferior-Medio de Ossa de Montiel y las cuencas terciarias de carácter continental de La Mancha.

Esta unidad es discordante (límite de Tipo I) sobre los materiales paleozoicos del Ciclo Hercínico y en general, se encuentra subhorizontal, por lo que informalmente ha sido denominada "Plataforma estable de Albacete".

Paleozoico de la Meseta

En el área del Proyecto afloran las últimas estribaciones de Sierra Morena, pertenecientes al Macizo Hercínico y encuadrables en la Zona Centro Ibérica (Z.C.I.). El registro sedimentario ha proporcionado datos cronoestratigráficos precisos que permitan atribuir estas series al Hiper ciclo Postcámbrico, SAN JOSÉ *et al.* (1990) y (1992), del cual, en el ámbito del Proyecto, se han determinado los materiales del super ciclo inferior que abarca una cronología desde el Ordovícico Inferior al Carbonífero Inferior, y de forma muy reducida, pero con un reseñable interés geológico, materiales del super ciclo superior de edad Carbonífero Medio y Superior (864). Ambos super ciclos están separados por una discordancia (Límite de Tipo I). Existen pequeños afloramientos de rocas plutónicas de las cuales cabe reseñar el granito de Puente Génave.

Prebético Externo

Es la zona más externa de las Cordilleras Béticas, y comprende series desde el Trías al Neógeno Superior de carácter marino.

Las series triásicas se observan en continuidad litológica y estructural (subhorizontales) con las descritas para la Cobertera Tabular de la Meseta, en tanto que los carbonatos de edad Jurásico Superior y Medio muestran una tectónica compleja con superposición de escamas.

1.2.- METODOLOGÍA DE TRABAJO

Los escasos estudios regionales tomados como antecedentes del área de trabajo, bien por el año de su realización, KETTEL, D. (1968), TAMAIN, G. (1972), PELÁEZ *et al.* (1986) en el ámbito paleozoico, bien por los criterios metodológicos aplicados en sus trabajos y Código de Nomenclatura Estratigráfica (A.C.S.N., 1961) o de la Guía Estratigráfica Internacional (G.E.I., 1980), caso de FERNÁNDEZ, J. (1977, 1984, 1994) y SERCH, J.L. (1982), para las series triásicas tanto de Campos de Montiel como de los corredores del frente del Prebético Externo, por lo general, han utilizado las unidades litológicas informales como base fundamental en la organización y descripción del registro sedimentario aflorante.

Estas unidades, para cuya definición sólo es necesario describir las características litológicas más fácilmente identificables, son esencialmente la Formación, utilizando en menor medida unidades de rango superior (grupos) e inferior (miembros, capas y horizontes).

El empleo de este tipo de unidades ha conducido a una cierta confusión en la nomenclatura dada la proliferación de denominaciones para unidades similares, en virtud de una incorrecta aplicación de los Códigos o Guías reseñados, ya que, en muchos casos, las denominaciones usadas no cumplen los requisitos que se imponen para la definición formal de una unidad litoestratigráfica.

Las tendencias recientes en el análisis de cuencas sedimentarias proponen como herramienta principal de trabajo, para la separación de unidades estratigráficas, el establecimiento de límites relacionados con eventos mayores de carácter regional o global.

Nacen así los conceptos de unidades aloestratigráficas NASC (1983) o de unidades estratigráficas limitadas por discontinuidades ISSG (1980) que permiten separar, en el registro sedimentario de una cuenca, volúmenes de rocas sedimentarias limitadas a techo y muro por superficies isocronas.

Estas unidades, no repetibles en el tiempo, representan los sucesivos momentos en la evolución sedimentaria de una cuenca.

Al ser eminentemente genéticas tienen, respecto a las anteriores, las siguientes ventajas:

- a) Son totalmente independientes de la litología, del contenido paleontológico y de cualquier otra base material de división estratigráfica, dado lo cual el registro sedimentario comprendido entre las dos discontinuidades puede tener un contenido diverso de unidades subordinadas.
- b) Los contactos entre estas unidades internas subordinadas, lito o bioestratigráficas y las isocronas internas que se establezcan, nunca pueden traspasar los límites discordantes de la unidad así definida.
- c) Los límites de las unidades genéticas, al ser el resultado de fenómenos o eventos alocíclicos que afectan a la cuenca en su totalidad, permiten correlaciones precisas a escala cuencial.
- d) Por último, las características de estos límites permiten avanzar en la investigación del análisis de cuencas, con cierta independencia de las isocronas obtenidas exclusivamente a partir de criterios bioestratigráficos y por tanto, permiten subdividir la historia geológica en un determinado número de intervalos de tiempo mediante discontinuidades observables que no coinciden con los límites de las unidades cronoestratigráficas.

Entre estas unidades que no sólo tienen un valor temporal, sino también una significación genética, destacan por su aceptación general las "Secuencias deposicionales" (S.D.) y las "Unidades tectosedimentarias" (U.T.S.).

La S.D., en el sentido de MITCHUM, R.M. *et al.*, (1977), se define como: "una unidad estratigráfica compuesta por una sucesión relativamente conforme de estratos

genéticamente relacionados, limitada a su base y techo por discordancias o por sus relativas conformidades".

Por tanto, una S.D. tiene un significado cronoestratigráfico al ser depositada durante un intervalo concreto de tiempo, denominado "secron", definido por la edad de los límites secuenciales allá donde sean conformes (centro cuencial). Sin embargo es obvio que el intervalo de edad de los estratos que componen la secuencia difiere de un lugar a otro, en razón de las discordancias que limita la S.D.

VAIL, P.R. *et al.*, (1977), POSAMENTIER, H.W. *et al.*, (1988), diferencian en las S.D. tres cortejos sedimentarios (systems tract o conjuntos de sistemas deposicionales contemporáneos) que constituyen el registro sedimentario depositado respectivamente cuando el nivel relativo del mar está bajo (lowstand systems tract LST), en ascenso (transgressive systems tract TST) y alto (highstand system tract HST). POSAMENTIER, H.W. *et al.*, (*op.cit.*) agrega el Shelf margin systems tract (SMST). Este cortejo constituido por uno o más sets de parasecuencias progradacionales o agradacionales, sustituye al L.S.T. en S.D. de características muy definidas.

La Unidad Tectosedimentaria Elemental GARRIDO, A., (1973), (1982) es "una unidad estratigráfica constituida por una sucesión de estratos (no necesariamente conformes) depositados dentro de un tiempo geológico concreto y bajo una dinámica sedimentaria y tectónica de polaridad definida".

Como premisa fundamental en una UTS elemental siempre se verifica que, para cualquier sección vertical de la misma, la suma de los tiempos representados por los sedimentos y por los hiatos sedimentarios, si existen, es una magnitud constante. Los límites de las UTS cualesquiera que sea su categoría (elemental o compleja), están materializadas por rupturas o discontinuidades sedimentarias de rango cuencial (discordancias, paraconformidades y sus relativas conformidades).

De lo expuesto con anterioridad las S.D. y UTS son aparentemente idénticas y responden a un mismo concepto. Se trataría, en ambos casos, de unidades híbridas aloestratigráficas y cronoestratigráficas.

Las diferencias sustanciales surgen cuando se trata de establecer los límites y apreciaciones en cuanto al significado de los términos de discontinuidad y ruptura sedimentaria. Las S.D., definidas en márgenes continentales pasivos, reflejan variaciones relativas del nivel del mar como causa inmediata. Las UTS tienen una relación más directa con la tectónica.

Los materiales que afloran en el área del proyecto abarcan cronologías desde el Precámbrico al Cuaternario.

En la elaboración final de las memorias y de acuerdo con lo expresado en los párrafos anteriores, se va a realizar una descripción por unidades litoestratigráficas formales y su consiguiente referencia cartográfica, aunque se aludirá en un intento de integración a las distintas denominaciones atribuidas a cada una de estas unidades en el ámbito cuencal. Por último y dada la extensión regional del proyecto, se realizará una propuesta de división del registro sedimentario en secuencias deposicionales, dado que, por las observaciones de campo, los límites de las unidades genéticas del Paleozoico y Mesozoico, globalmente se adaptan mejor a dichas unidades.

2.- PALEOZOICO

2.1.- INTRODUCCIÓN

Los afloramientos de Sierra Morena oriental muestran un registro sedimentario encuadrable en el Hiperciclo Postcámbrico. SAN JOSÉ *et al.* (1990) y (1992) que abarca desde el Ordovícico Inferior al Carbonífero Superior. Aunque regionalmente se ha establecido que en la Z.C.I. el límite entre el Hiperciclo Anteordovícico y el Postcámbrico es una discontinuidad estratigráfica estructurada en una o varias discordancias sucesivas (límite de Tipo I). Dentro del área del Proyecto, en los sedimentos más antiguos aflorantes atribuidos al Ordovícico Inferior, no se ha observado su base y, por tanto, no puede establecerse tal relación estratigráfica.

La Formación de Base TAMAIN, G. (1972) o “Lie de Vin” y “Niveaux rouge”, BOUYX, E. (1970) “Serie Púrpura”, HAMMAN, W. (1983) “Capas de Relumbrar”, KETTEL, D. (1968), denominaciones todas de índole local o regional que reciben estos sedimentos, afloran con cierta extensión en el núcleo anticlinal de la Sierra del Relumbrar (840) y muy escasamente en el núcleo del anticlinorio de la Sierra de Alhambra (787).

KETTEL, D. (*op.cit.*) describe las “Capas de Relumbrar” en la serie aflorante en las sierras del mismo nombre, dentro de la Hoja de Bienservida (840) como “capas subyacentes en forma concordante a la Cuarcita Armoricana”, en las que “en ningún caso se descubre una indicación en el sentido de que dichas “capas son más antiguas que el Ordovícico”. Según este autor se trata de “una secuencia de sedimentos clásticos con 650 m de espesor y divisible en dos unidades litológicas, la inferior de tipo cuarcítico y la superior de alternancias esquisto-arenosas”.

El otro afloramiento atribuido a esta serie, se encuentra en el nuevo trazado de la carretera local desde la Solana a Villanueva de los Infantes, dentro de la Hoja de Alhambra (787), justo frente al dique de la presa del río Azuer. En este afloramiento sólo pueden observarse el tramo superior de esta formación bajo el contacto de la

Cuarcita Armoricana. Por tanto, la serie de referencia, dentro del área del Proyecto, será la de la Sierra del Relumbrar, en la Hoja nº 840.

Aunque la denominación de KETTEL, D. (*op.cit.*), sea de tipo local y fácilmente identificable, en el ámbito del Proyecto no se considera como definición formal y por tanto, es preferible utilizar la denominación de "Formación de base" TAMAIN, E. (*op.cit.*), esencialmente porque "Formación" es la denominación formal que se utilizará siempre para las distintas unidades litológicas del Hiper ciclo Postcámbrico.

La Cuarcita Armoricana, aflora igualmente en los núcleos antiformales anteriormente citados, con posibilidad de observar tramos parciales de esta formación, tanto en la Sierra de Relumbrar, especialmente en su flanco occidental, como en el flanco meridional de la Sierra de Alhambra.

El resto de las formaciones que conforman el registro estratigráfico de la serie paleozoica, tienen amplia representación en todo el ámbito meridional del Proyecto (Hojas nºs 839, 840 y 864), y en su definición se utilizaría las denominaciones formalmente propuestas por SAN JOSÉ, M.A. (1990) y (1992) y PARDO ALONSO, M.V. *et al.* (1984) y (1995) y que en síntesis podemos resumir como sigue:

- Formación de base	}	Inferior	}	ORDOVÍCICO		
- Cuarcita Armoricana						
- Capas Pochico						
- Pizarras del Río	}	Medio				
- Alternancias "El Caño"						
- Pizarras Guindo						
- Cuarcitas Botella						
- Pizarras Cantera	}	Superior				
- Bancos Mixtos						
- Caliza de Urbana						
- Pizarras Chavera						
- Cuarcita de Criadero			}	SILÚRICO		
- Pizarras negras graptolíticas						
- Alternancias Malva						
- Formación Herrera	}	Inferior	}	DEVÓNICO		
- Miembro carbonatado Molino de la Dehesa						
- Areniscas de la Almedina					}	Superior
- Areniscas y pizarras (Facies Culm)	}	Inferior				
- Conglomerados areniscas y pizarras					}	Superior

En el ámbito del Proyecto son reseñables una serie de cuestiones, en unos casos de índole estratigráfica y en otros tectonoestratigráfica, que a modo de resumen introductorio pueden sintetizarse en los siguientes puntos:

- a) La presencia de series atribuidas al Devónico Superior en facies litológicamente diferentes (areniscas, cuarcitas y oolítico ferruginosas), al resto de las localidades de la surcentroibérica donde se citan estos sedimentos. Estos materiales se encuentran en paraconcordancia o acordancia con los depósitos datados como

Devónico Inferior. En ambos casos la presencia de abundantes restos fósiles permite una cronología cierta.

- b) El afloramiento de dos series atribuidas al Carbonífero con litología muy distinta. En tanto que en el ámbito meridional (Hoja nº 886) se cartografían materiales cuya litología, estructura y organización sedimentaria son propios de las facies Culm y el contenido palinológico indica una edad aproximada de Carbonífero Inferior; al noroeste de la Hoja nº 864, se han localizado unos afloramientos de tamaño reducido, en los que se observa cómo unos materiales, esencialmente detrítico groseros (conglomerados, areniscas y escasas pizarras), están en discordancia con el paleozoico subyacente pero a su vez afectados por estructuras hercínicas tardías. El contenido palinológico ha permitido atribuirles una edad Carbonífero Superior.
- c) En los límites de las Hojas nºs 864 y 886 existe una banda de amplitud kilométrica y dirección aproximada Este-Oeste que pasa a la Hoja nº 865 con dirección N80°E, en la cual las series aflorantes muestran un grado metamórfico elevado y una tectonización intensa. En esta banda, a las series definidas en cartografía, se les ha dado una atribución cronoestratigráfica en razón de su litología comparada con el registro paleozoico no metamórfico aunque, como resulta evidente, en algunos sectores de tectonización muy intensa y alto metamorfismo esta atribución se hace a título tentativo.

2.2.- ORDOVÍCICO

Las series estratigráficas realizadas en las Hojas de este Proyecto permiten diferenciar todas las formaciones descritas en la Z.C.I. meridional e incluso, en algún caso, con desarrollo litológico y contenido paleontológico tan importante como para, en su caso, poder proponer alguna de estas columnas como serie de referencia para el paleozoico oriental de Sierra Morena.

2.2.1.- ORDOVÍCICO INFERIOR

2.2.1.1.- ARENISCAS, CUARCITAS Y PIZARRAS. FORMACIÓN DE BASE. TRE- MADOC. ARENIGIENSE INFERIOR

Como anteriormente se reseñaba, se adopta esta denominación de TAMAIN, G. (*op.cit.*), dado que estos materiales realmente constituyen la base del hiperciclo postcámbrico.

Su mayor afloramiento en el área de estudio se encuentra en la Hoja de Bienservida (840), constituyendo el núcleo, morfológicamente deprimido, del anticlinorio de la Sierra del Relumbrar.

En ningún punto se ha observado el sustrato de esta formación.

El recubrimiento, en estos materiales, es la tónica generalizada y los afloramientos son de mala calidad y sólo de tramos discontinuos, por lo que la descripción se hará obviamente a título tentativo.

KETTEL, D., (*op.cit.*) les atribuye un espesor de 650 m, TAMAIN, G. (*op.cit.*) y ALIA, M. *et al.* (1971) lo cifran en 200 m y 700 m respectivamente.

Estos datos ya son indicativos de su variabilidad de espesor, lo que igualmente es extensible a su composición y estructuración litoestratigráfica.

En la serie del Relumbrar las medidas realizadas indican que la potencia de estos materiales es al menos de 450 m y está constituida por una alternancia de facies arenosas y arenoso-lutíticas.

Las facies arenosas están constituidas por capas decimétricas y más esporádicamente bancos de areniscas cuarcíticas de grano medio y color gris con intercalaciones subordinadas de lutitas gris-verdosas a violáceas.

Las capas muestran base plana a débilmente erosiva y techo ondulado, con morfología lenticular, a veces muy acentuada (*swaley*). Se amalgaman dando barcas de espesores decamétricos y extensión lateral kilométrica, como la cartografiada en esta área, y cuya serie tipo puede observarse en el cortijo del Relumbrar, en cuyo caso la estratificación es cruzada tabular con retoque de ripples a techo y las lutitas se reducen a láminas intercapa hacia techo del tramo.

Las facies arenoso-lutíticas son alternancias de orden decimétrico a centimétrico de arena y lutita, donde los siliciclásticos de grano muy fino (limo+lutita) son minoritarios hasta la relación más frecuente que es ≈ 1 .

Tanto en la Sierra de Relumbrar como en los reducidos afloramientos de la Sierra de Alhambra, estas facies son las que constituyen mayoritariamente el tramo cartográfico suprayacente a la barra cuarcítica del Relumbrar e infrayacente a la Cuarcita Armoricana suprayacente.

Las secuencias elementales de esta facies heterolítica se corresponden en general a capas de tormenta (*storm sand layer*) de REINECK, H.E. & SINGH, I.B. (1971) o a las capas con estratificación cruzada "hummocky" (H.C.S.) definida por HARMS, J.C. *et al.* (1975) y redefinida por diversos autores, entre ellos WALKER, R.G. *et al.* (1983) y WALKER, R.G. (1984), cuya terminología se utilizará para estas secuencias.

En esta serie el predominio corresponde a secuencias decimétricas de tipo PHXM y HXM, WALKER, R.G. (*op.cit.*), en tanto que hacia techo evolucionan a secuencias centimétricas limo-arenosas con laminación paralela y de ripples de ola con bioturbación intensa como elementos predominantes (FXM y HFXM) para finalizar con un paquete en transición a la Cuarcita Armoricana de características parecidas a las capas de Relumbrar, pero configurado por capas amalgamadas de tormenta en secuencias PH y PHX de espesor decimétrico.

En todas las observaciones realizadas, el grupo de facies H.C.S., especialmente la de grano muy fino, muestran una intensa bioturbación con abundante presencia de

niveles de skolithos. En áreas occidentales próximas, se cita la presencia de *Cruziana furcifera* en este tramo.

En el registro sedimentario de esta formación, con los escasos datos disponibles, dada la escasa y mala calidad de sus afloramientos, podrían definirse dos megasecuencias. La inferior comprendería el tramo basal y la "Barra cuarcítica del Relumbrar", estructurándose como una megasecuencia grano y estrato crecientes ("*coarsening and thickening upward*"). C.U.S. y el tramo superior con predominio de capas de tormenta o tempestitas en secuencias granodecrescentes ("*fining upward*"). F.U.S., que junto con los depósitos de la Formación Cuarcita Armoricana suprayacente configurará un ciclo de facies de tipo C.U.S. como se describirá posteriormente.

La petrografía de las muestras estudiadas muestra que las facies arenosas son ortocuarcitas de grano fino-medio con abundantes minerales pesados (1 a 5%), en tanto que, las areniscas de las secuencias elementales de las facies heterolíticas, son sublitarenitas y subarcosas con abundante mica blanca y feldespatos potásicos bastante alterados. En ambos casos el tamaño de grano es de medio a fino, el cemento es silíceo o mixto silíceo-ferruginoso y los granos están subredondeados.

Los datos aportados por los afloramientos descritos de la Formación de Base, muestra una evolución desde medios mareales y de barras costeras en la megasecuencia inferior a plataformas siliciclásticas con dominio de tormentas en ambientes de "*shoreface*", en la Sierra de Relumbrar y "*offshore*" proximal en la Sierra de Alhambra, en la superior.

En el cuadro general de eventos transgresivos y regresivos propuesto por FORTEY, R.A. (1984) para el Ordovícico el conjunto de esta formación que inicia su depósito en el Arenig basal, representarían los depósitos de la transgresión generalizada que alcanza su máximo al final del Arenig inferior, con la Cuarcita Armoricana, PORTERO GARCÍA, J.M. *et al.* (1988).

En el contexto regional y admitiendo la discordancia basal del Hiperciclo Postcámbrico en la Formación de Base, pueden establecerse dos secuencias deposicionales (SD):

- a) SD de tipo 1 de la que sólo se observa la facies arenosas superiores ("*systems tract*") cuyas características permiten atribuirle a un *Highstand systems tract* (HST), es decir depósitos de nivel del mar alto.

- b) SD de tipo 2. Las facies heterolíticas de la plataforma siliciclástica con dominio de tormentas de la megasecuencia de techo constituyen el *shelf-margin systems tract* (SST) basal de esta secuencia en conformidad con la SD infrayacente, y cuyo desarrollo final se dará en la Formación de la Cuarcita Armoricana que se describe a continuación.

2.2.1.2.- CUARCITAS Y ARENISCAS CUARCÍTICAS. CUARCITA ARMORICANA (ARENIGIENSE)

En el área del Proyecto los afloramientos atribuidos a esta formación se restringen a la Sierra de Alhambra (Hoja nº 787) y a las Sierras del Relumbrar y La Navaza en Bienservida (Hoja nº 840).

La carretera local de Villapalacios a Albadalejo que cruza perpendicular el anticlinorio de la Sierra del Relumbrar, proporciona los mejores afloramientos de esta formación y de igual forma, la carretera local de Villanueva de los Infantes a La Solana, atraviesa el núcleo al anticlinorio de la Sierra de Alhambra mostrando tramos parciales de esta unidad.

En conformidad con los sedimentos infrayacentes descritos, se deposita una formación de carácter siliciclástico que, debido a su gran dureza, homogeneidad y resistencia de la erosión, conforma los relieves más elevados del área.

Las observaciones realizadas, permiten establecer que su espesor es bastante uniforme, con un máximo en el flanco occidental del Relumbrar de 500 m, y un mínimo en la Sierra de Alhambra con 450 m de potencia.

En todos los casos, es posible identificar tres miembros cuyos espesores se mantienen igualmente uniformes pudiendo establecerse de forma aproximada en: Miembro Inferior, 200 m; Miembro Intermedio, 60 a 80 m y Miembro Superior, 200 m.

El Miembro Inferior está constituido esencialmente por facies arenosas en capas de decimétricas a bancos, con morfología de megaripples y retoque de ola. Su composición es esencialmente de cuarzoarenitas (ortocuarzitas) blancas de grano medio, cemento silíceo y muy escasa matriz sericítico-caolinítica en las capas basales. Hay abundantes minerales pesados (circón, rutilo, turmalina, sulfuros, apatito, etc.).

Se estructuran en secuencias granocrecientes y el contexto del miembro es un ciclo de facies, grano y estrato creciente (*coarsening and thickening upwards*).

El Miembro Intermedio está constituido por facies heterolíticas en las que se alternan capas centimétricas a milimétricas de areniscas blancas a grisáceas y lutitas gris a negras. Las capas de arenisca muestran base plana y techo ondulado (lenticular), laminación de ripples, caras de avalancha con lámina de lutita y bioturbación intensa. Las capas con microbandedado en láminas de arenisca blanca muy fina y lutitas negras, junto a lutitas o fangolitas negras con estratificación linsen y abundantes ripples sumergidos, constituyen el techo de este miembro. Por su constitución litológica, su observación es difícil, encontrándose un buen ejemplo los collados de La Calva en la carretera local de Villapalacios a Albadalejo (Hoja nº 840).

El Miembro Superior está constituido, como el Inferior, por facies arenosas. Esencialmente son capas de areniscas de espesor decimétrico, composición cuarzoarenítica, base plana y techo de ripples en los tramos de la base a capas decimétricas o bancos con base plana a débilmente erosiva, cantos blandos y grava fina dispersa, amalgamaciones y retoque de ola en los niveles superiores. La

composición es de cuarzoarenitas y subarcosas con porcentajes de feldespatos que en algún caso superan el 7%. Son muy abundantes los melanocratos. El cemento es en general silíceo, pero hacia techo aumenta la proporción de cemento ferruginoso (bancos de coloración rosada a rojiza) y el de apatito-colofana. Localmente, las capas de techo de este miembro, muestran una geometría en cuña con abundantes cantos blandos en su base y techo intensamente bioturbado y ferruginizado.

A grandes rasgos este miembro muestra una estructuración similar al inferior. Constituye un ciclo de facies grano y estrato creciente pero intercalando hacia techo secuencias granodecrecientes (F.U.S.), cosa que no ocurre en el Miembro Inferior.

El conjunto de facies y ciclos de facies descritos, configurarían un sistema de depósito en plataforma siliciclástica interna, con playas y barras submareales migrando y dando acumulaciones que, en algún caso, muestran caracteres de emersión (techo del Miembro Superior) y algunos techos de capa en el Miembro Intermedio que a su vez representaría los depósitos de llanura de marea mixta asociados a dichas barras arenosas.

En su conjunto, el registro sedimentario de la Formación Cuarcita Armoricana constituirá los depósitos de nivel del mar alto o sea, el Highstand Systems Tract (H.S.T.) de la secuencia deposicional de tipo 2 descrita para el tramo superior (T.S.T.) de la Formación de Base.

La edad de esta unidad ha sido considerada tradicionalmente como Arenig, atendiendo a su posición estratigráfica bajo sucesiones pelíticas muy fosilíferas y también por el abundante registro paleoicnológico evidenciado en casi todos sus afloramientos (icnofacies de *Cruziana* y *Skolithos*). Las dataciones micropaleontológicas modernas (quitinozoos), han probado que el depósito de la Cuarcita Armoricana no conlleva una diacronía apreciable en todo el SO de Europa, donde la unidad se encuadra siempre en la Biozona de *Eremochitina brevis*, equivalente al Arenig medio PARIS, F. *et al.* (1982), PARIS (1990).

En la Cuarcita Armoricana centroibérica se han identificado hasta ahora icnofósiles pertenecientes a 21 icnogéneros, estudiados modernamente por PICKERILL, R.K. *et al.* (1984) y ROMANO, J.M., (1991). Su mayor abundancia y diversidad corresponde a los tramos heterolíticos y especialmente a la mitad superior de la unidad, donde es frecuente la presencia de *Cruziana*, *Daedalus*, *Monocraterion*, *Monomorphichnus*, *Palaeophycus*, *Planolites*, *Rusophycus* y *Skolithos*, entre otros. En las muestras recogidas se han identificado *Cruziana furcifera* D'ORBIGNY y *Rusophycus* isp.

2.2.1.3.- CUARCITAS, ARENISCAS CUARCÍTICAS Y PIZARRAS. CAPAS POCHICO (ARENIG SUPERIOR)

En conformidad y paso gradual con la Cuarcita Armoricana, se tiene una serie constituida por una alternancia de cuarcitas, areniscas y lutitas, que han recibido en el ámbito de la Z.C.I. distintas denominaciones: "Capas de Marjaliza", "Capas de Transición" y la más utilizada a nivel bibliográfico, de "Estratos o Capas Pochico" y "Grès Jaumes Pochico". TAMAIN, G. (*op.cit.*) en razón de la tonalidad amarillenta que caracteriza esta formación.

La potencia de esta serie es variable desde los 200 a 230 m de las Sierras del Relumbrar y La Navaza en la Hoja nº 840, a los 100 m de la Sierra de Alhambra en la Hoja nº 787.

En el área del Proyecto los afloramientos de esta formación son los ya descritos para la "Cuarcita Armoricana" a los que hay que añadir los cartografiados en el sector suroccidental de la Hoja nº 846 a lo largo del río Dañador, que atraviesa un anticlinorio en cuyo núcleo afloran estos materiales.

Las series realizadas muestran que esta formación está constituida esencialmente por un tipo de facies o grupos de facies, con dos subfacies características.

Facies heterolíticas

Se trata de secuencias similares a las descritas para el Arenig basal. Son secuencias grano decrecientes (F.U.S.) con estructuras internas "hummocky" y "swaley", laminación paralela y de ripples, bioturbación intensa y lutitas con estructuras linsen. En general, son secuencias P.H.X.M. de espesores decimétricos y H.X.M. centimétricos WALKER, R.G. *et al.* (*op.cit.*).

Las areniscas son subarcosas y sublitarenitas limo arcillosas con cemento silíceo o mixto silíceo y/o ferruginoso-fosfatado hacia techo de la formación. Hay abundantes melanocratos, en especial circón, turmalina, rutilo, sulfuros, materia orgánica, apatito, etc. La matriz es mixta, caolinítica y sericítica con predominio del caolín, lo que parece indicar una procedencia o aporte volcanoderivado, ya citado por POUPON, G. (1971) en áreas más occidentales de Z.C.I.

La otra subfacies son areniscas cuarcíticas en capas decimétricas amalgamadas, formando cuerpos de espesor métrico a decamétrico. Las superficies de amalgamación están marcadas por láminas de lutitas discontinuas y nódulos con aspecto de cantos blandos con orla ferruginosa. Se trata de secuencias B.P.H. y P.H.X. WALKER *et al.* (*op.cit.*). Son facies del grupo de los hummocky (H.C.S.) de grano medio-grosso.

El registro sedimentario de las "Capas Pochico" se estructura de muro a techo con estas secuencias elementales granodecrecientes (F.U.S.), que a su vez se encuadran en un ciclo de facies grano y estrato creciente, cuyo techo es una barra cuarcítica de espesor métrico y ámbito regional, que sirve como referencia cartográfica para el techo de estos materiales KETTEL, D. (*op.cit.*). Normalmente el techo de esta barra está tapizado con nódulos ferruginosos y fosfatizados junto a escasos restos de bioclastos, en algún caso también fosfatizados. En menor cuantía, este hecho también se ha observado en los techos de la mayoría de las capas o bancos cuarcíticos intercaladas en la formación.

El sistema de depósito configurado por el ciclo de facies descrito, es una plataforma siliciclástica dominada por tormentas, en la que las distintas subfacies se ordenan en función de la profundidad relativa. Las relaciones de espesor establecidas en el conjunto Cuarcita Armoricana-Estratos Pochico, sugieren que el sistema de depósito que se establece en el Miembro Superior de la Cuarcita Armoricana, junto con el descrito para esta formación en conexión directa en estos modelos de plataformas, actúan diacrónicamente en localidades aún muy próximas reciclando los depósitos arenosos del cinturón litoral en áreas de plataforma interna y offshore proximal. Por tanto, esta formación constituiría el SST de la 3ª Secuencia Depositional de tipo 2, dado que se considera como conforme el contacto entre la Cuarcita Armoricana y las Capas Pochico.

La unidad proporciona una espectacular asociación de icnofósiles, por lo general mucho más rica y variada que la registrada en la Cuarcita Armoricana propiamente dicha. En la cantera de Casa Bustillo, en la Sierra de Alhambra (Hoja 787) se ha identificado la presencia de *Cruziana furcifera* D'ORBIGNY, *C. cf. rugosa* D'ORBIGNY, *C. cf. lefevbrei* D'ORBIGNY, *Didymaulichnus lyelli* (ROUAULT), *Monocraterion* isp., *Monomorphichnus* isp., *Bergaueria* isp. e *Isopodichnus* isp. Aunque esta asociación no es determinante desde el punto de vista cronoestratigráfico, la unidad es claramente de edad Arenig superior por su posición infrayacente a las pizarras del Ordovícico medio, en cuya base se sitúa el límite Arenig/Llanvirn determinado con graptolitos GUTIÉRREZ MARCO, J.C. *et al.* (1995). En los horizontes con nódulos fosfatados del techo de la unidad, se suelen encontrar también bivalvos y braquiópodos inarticulados del Arenig.

2.2.2.- ORDOVÍCICO MEDIO

Al conjunto arenoso del Ordovícico Inferior, se superpone una sucesión con predominio de los siliciclásticos de grano muy fino, limos y lutitas de coloraciones negras y grises, una de cuyas características más reseñable es la riqueza en restos fósiles.

Este registro sedimentario ha sido conocido y descrito desde el siglo pasado como “Capas con Tristani”, GUTIÉRREZ MARCO, J.C. *et al.* (1984a). En la Z.C.I. se han determinado más de 250 taxones de trilobites, graptolitos, braquiópodos, moluscos, ostrácodos, equinodermos, biozoos, quitinozoos, acritarcos, icnofósiles, etc.

El conjunto litológico, con denominación informal de “Capas con Tristani”, ha sido subdividido en distintas unidades litológicas con carácter local o regional.

SAN JOSÉ, M.A. *et al.* (*op.cit.*) recoge esta denominación en un cuadro de correlación integrando las unidades litológicas con carácter más extensivo en la Z.C.I. y proponiendo formalmente unas formaciones para la Z.C.I. meridional que será la que se utilice en este Proyecto.

En este ámbito paleogeográfico las “Capas con Tristani” pueden subdividirse en cuatro formaciones, dada la presencia constante de dos unidades litológicas con predominio de los siliciclásticos de grano medio (areniscas y cuarcitas) en posición intermedia y de techo dentro del Ordovícico Medio.

De esta forma se definen de muro a techo las siguientes formaciones:

- Pizarras del Río, cuyos sinónimos más conocidos en la Z.C.I. son “Pizarras de las Alisedas” y “Pizarras de Navatrasierra” s.str.
- Alternancias “El Caño”, también descritas como “Cuarcitas Inferiores” o “Areniscas de los Rasos”.
- Pizarras Guindo, correlacionables con las Pizarras de Valdemorillo y las Pizarras de Navalaceite.
- Cuarcitas Botella, descritas en bibliografía con las denominaciones de Cuarcitas de Canteras, Cuarcitas de La Cierva y Areniscas de Retuerta.

2.2.2.1.- PIZARRAS NEGRAS Y GRIS AZULADAS. PIZARRAS DEL RÍO. ARENIGIENSE SUPERIOR-LLANDEILO (DOBROTIVIENSE)

Los materiales atribuidos a esta formación tienen una amplia distribución cartográfica en la superficie del Proyecto. Como sectores más representativos en los que pueden realizarse itinerarios con afloramientos de excelente calidad, pueden citarse la carretera local de la Solana a Villanueva de los Infantes, a un paso por la presa del río Azuer en el flanco norte del anticlinorio de la Sierra de Alhambra (Hoja nº 787), los afloramientos a lo largo del río Guadalmena y sus afluentes por la margen derecha, el río Villanueva y Turruchel en los flancos oriental y occidental respectivamente, del anticlinorio de la Sierra del Relumbrar en la Hoja nº 840 y en la Hoja nº 864, el núcleo del anticlinorio del Cortijo del Cerrajero en el sector nororiental, las márgenes del Embalse del Guadalmena en el sector centrooriental y el anticlinorio del sector suroccidental, atravesado por el curso del río Dañador.

Por su escasa complejidad estructural y la calidad de los afloramientos, los itinerarios del río Guadalmena y Turruchel en la Hoja nº 840 y el del río Guadalén, en el cortijo el Cerrajero en la Hoja nº 864, son los que se proponen como referencia para la descripción de esta formación.

Sobre el conjunto anterior esencialmente cuarcítico que construye los relieves morfológicos más importantes del área de estudio, se encuentra una sucesión, predominantemente lutítica, cuyos afloramientos son en general de mala calidad al estar en bandas deprimidas sobre la que se acumulan los coluviones, a menudo potentes, por lo que sólo en taludes de carretera, bordes del Embalse del Guadalmena, y algún barranco profundo, dan localidades donde pueden tomarse datos parciales de esta sucesión.

Esta sucesión pizarrosa ha recibido distintas denominaciones, de índole local o regional, en la Z.C.I. entre las que cabe reseñar las de: Pizarras de Correderas, RITCHER, P. (1967), BUTEWEG, P. (1968), "Pizarras con *Calymene tristani*", REDLIN, K. (1955), "Pizarras con *Neuseretus*", "Pizarras de Navatrasierra", "Pizarras

de las Alisedas”, etc., GUTIÉRREZ MARCO, J.C. *et al.* (op.cit.), RÁBANO, I. (1990), SAN JOSÉ, M.A. *et al.* (op.cit.).

Las malas condiciones de afloramiento y la complejidad estructural que normalmente muestra esta formación, dificulta en gran medida dar una potencia aproximada, así como evaluar sus previsibles cambios laterales. En el área del Proyecto, las estimaciones realizadas proporcionan un espesor promedio de 700 m en los sectores colindantes de las Hojas nº 839, 840, 864 y 865, valores equivalentes en el sector noroccidental de la Hoja nº 864, y algo inferiores del orden entre 500 a 600 m en el sector suroccidental de dicha Hoja.

Como ya se ha reseñado, el tránsito con las Capas Pochico es bastante rápido y en muchos casos el cambio litológico es brusco, marcando un contraste morfológico neto entre los bancos cuarcíticos superiores de Pochico y las pizarras negras masivas de Río.

De las observaciones realizadas en los recorridos descritos, puede resumirse que esta potente sucesión está constituida, en su mayor parte, por un acúmulo masivo de lutitas y fangolitas de color negro a gris azulado (pizarras), en las cuales difícilmente se aprecian planos de estratificación. Una observación detallada, permite diferenciar dentro de esta facies paquetes alternantes en los cuales los planos de estratificación vienen definidos por láminas de limolitas y/o areniscas de grano muy fino, de colores gris blanquecino o negro, en las que puede observarse morfología de ripples en trenes continuos (*starved ripples*) o bien aislados (*linsen*). En esta subfacies, son frecuentes los microeslumpamientos y la inmersión diagenética de los linsen que da origen a seudonódulos aislados en las pelitas, cuyo núcleo son los “*load casted*”.

Esta subfacies microbandeada tiene una presencia importante en esta formación, tanto a muro como a techo y en ámbitos locales donde está en relación paritaria con las pizarras negras masivas s.str., como es el caso de curso inferior del río Guadalmena, en el límite de las Hojas nº^{os} 864 y 865.

Otra subfacies característica dentro de la común, podría denominarse como pizarras con nódulos. En este caso son lutitas y fangolitas negras y masivas en las cuales se hayan nódulos centi a decimétricos, bien dispersos, bien en horizontes con extensión lateral decamétrica, bien en niveles de espesor decimétrico con aspecto de "pebbly mudstone".

Estos nódulos tienen litologías variadas desde pelítico-silíceas a siderolíticas. En cualesquiera de ellas el núcleo puede ser o bien un resto fósil (braquiópodo, trilobites, etc.), o bien cristales idiomorfos de sulfuros.

A estos nódulos se les da un origen diagenético temprano y en algún caso, sinsedimentario, BLATT, H. *et al.* (1972), relacionados con la precipitación directa de geles silíceos y en su caso carbonatado ferrosos en cuenca profunda. La diagénesis precoz de estos precipitados ocasiona la formación de estos nódulos. Los niveles decimétricos tendrían que explicarse por un fenómeno continuado en el tiempo de precipitación de geles o bien por un lavado y acúmulo posterior por acción de corrientes tractivas.

Finalmente, como minoritarias dentro de esta formación, pueden reseñarse las facies heterolíticas en las que cabe distinguir dos subfacies con características bien definidas.

La más extendida y normalmente asociada a las microbandeadas, se estructura en secuencias elementales de orden centimétrico a decimétrico grano-decrecientes y constituida por areniscas cuarcíticas de grano fino a muy fino, limolitas y lutitas de color que varía del gris oscuro a azulado. La relación arena+limo/lutita es muy inferior a la unidad.

En el término arena se observa laminación paralela o laminación de ripples y su espesor raramente sobrepasa los 5 cm. Su geometría es de base plana y techo ondulante.

Las limolitas aparecen en láminas milimétricas con laminación paralela de “*shear sorting*”, alternando entre láminas de fangolita.

El término de las lutitas negras o azuladas tiene un aspecto masivo, conteniendo a veces micronódulos de núcleo arenoso (posibles *linsen*), abundantes cristales idiomorfos de pirita y escasas bioturbaciones.

En esta secuencia elemental de carácter turbidítico, el depósito de arena se realiza por tracción y decantación, generándose laminación paralela de alto régimen de flujo (intervalo T_b) y laminación cruzada de ripples (intervalo T_c). El depósito limos y lutitas se produce según una secuencia similar a la propuesta por STOW *et al.* (1980), que subdivide la parte superior del término T_c y los intervalos T_d y T_e de Bouma en nueve intervalos (de T₀ a T₈). Estos intervalos microsecuenciados son interpretados por dichos autores como el depósito continuo de corrientes de turbidez de baja densidad que transportan materiales de grano fino (arena+limo) y una alta proporción de arcilla en suspensión.

En algún caso, las secuencias arenosas de mayor espesor muestran un término inferior constituido por lumaquelas de fósiles.

Finalmente, dentro del grupo de las heterolíticas ha de reseñarse la existencia en numerosos afloramientos de esta formación de un tramo con espesor métrico (3 a 10 m) y extensión lateral kilométrica, lo que ha redundado en su definición cartográfica, constituido por areniscas (volcanoarenitas) de grano grueso a fino y color gris a amarillento verdoso. Normalmente se observan como un resalte morfológico continuo en los tramos superiores de la formación.

Su constitución es enormemente variable. El predominio corresponde a las volcanoarenitas de grano medio fino gradados en secuencias del grupo de los hummocky (H.C.S.), WALKER, R.G. (*op.cit.*) decimétricas de tipo BPHX y PHX amalgamadas, con geometrías plano paralelas, si bien en algún punto se ha observado irregularidades en la base, correspondientes a “*scours*”. Los granos

volcánicos y clastos volcanoderivados son de composición básica, la matriz escasa es clorítico-caolinítica y el cemento mixto silíceo y ferruginoso. Como facies subordinada se tiene, normalmente hacia techo del tramo un banco compacto, gris oscuro, de aspecto masivo y espesor métrico constituido por limolitas y fangolitas micáceas, en las que difícilmente se identifican planos de capa. Estos intervalos masivos se caracterizan por la presencia de estructuras de escape de agua (*dish and pillar*) y de carga e inyección. Son relativamente abundantes, los restos fósiles en esta subfacies.

Además de las características petrográficas ya descritas, en las muestras estudiadas en esta formación, es llamativa la presencia sistemática de “blastos” con tamaño arena media-fina y composición clorítica. Tanto la abundancia como la coloración de estos “blastos” en la facies lutítico-limolíticas predominante en las “Pizarras del Río”, como la presencia de materia orgánica, son posiblemente la causa de su color azulado.

El modelo genético para el conjunto de esta formación, puede establecerse a partir de unos puntos básicos que pueden resumirse como sigue:

- a) Prácticamente las secuencias descritas tienen una ausencia total de ripples de ola.
- b) Predominio de depósitos con estructuración interna en base a secuencias de origen turbidítico.
- c) Capas y tramos con estructuras “hummocky” (H.C.S.), de espesores centimétricos a decimétricos, normalmente desprovistas de sus intervalos basales y de techo (amalgamadas).

Todo ello parece indicar que el sistema deposicional aplicable sería el de una plataforma siliciclástica sometida al efecto de las tormentas, en áreas del offshore. En esta plataforma, la actividad volcánica de carácter básico es importante, al menos en su tramo de techo.

Los paquetes o tramos con predominio de las litarenitas son los depósitos del offshore proximal (*offshore transition*) tal como parece indicar la ausencia de “ripples de ola” y las H.C.S. con espesores reducidos y desprovistos de intervalos basales o bien con acúmulos de restos fósiles. El material removilizado por la tormenta evoluciona pendiente abajo originando las corrientes de turbidez que depositan el material transportado en el offshore distal. En su conjunto, este registro sedimentario constituirá el S.S.T. (*Self-margin system tract*) profundo de la 4ª Secuencia Depositional (SD).

Aunque en el ámbito regional (Z.C.I.), una de las características reseñables de esta formación es la abundancia de restos fósiles en el ámbito del Proyecto, bien sea por el grado de tectonización que presenta y la mala calidad de los afloramientos, ha sido dificultoso encontrar yacimientos cuyo contenido faunístico fuese relevante. Como localidades destacables se encuentran las estaciones realizadas en la carretera local de Albadalejo al Moralico (Hoja nº 840) a su paso sobre el río Guadalmena. En el yacimiento localizado frente a la Ermita de Albadalejo se ha definido una asociación de trilobites, braquiópodos y moluscos con *Neseuretus avus Hamman*, “*Orthambonites*” *sp.*, *Hemiprionodonta lusitanica (Sharpe)*, *Redonia deshayesi Rouault*, *Hylolitha indet.* y *Tomaculum problematicum Groom*, que precisan una edad Oretaniense Inferior. En la misma carretera y en dirección Sur en el nivel de volcanoarenitas y limolitas grises masivas situado hacia techo, se ha encontrado una asociación en la que se identifican *Calix sedgwickii Rouault*, *Neseuretus tristani Brongniart*, *Ectillaenus giganteus (Burmeister)*, *Colpocoryphe sp.*, *Cardiolaria beirensis (Sharpe)*, *Redonia sp.*, *Sinuites hispanicus (Born)* y *Ptychonema bussacense (Sharpe)*, representativa del Oretaniense Superior temprano, con lo cual puede confirmarse en esta área que, tal como se ha definido en el ámbito regional, las Pizarras del Río aunque su base sea Arenig terminal, la mayor parte de su espesor es de edad Oretaniense.

En la Hoja nº 864 (Venta de los Santos), esta unidad ha proporcionado escasos restos fósiles.

Son reseñables la fauna de braquiópodos, trilobites y moluscos citados por FERNÁNDEZ, M. y VALDÉS, A. (1933) en el sector suroccidental de la Hoja en los parajes de la mina El Avellanar, y casa El Vaquerizo, así como en la ladera suroriental del Cerro de la Cruz y norte de Venta de los Santos. Esta fauna corresponde al Oretaniense Inferior (Llanvirn temprano). Por otro lado, la parte más alta de las Pizarras del Río, en el pequeño núcleo anticlinal del Cortijo de las Cañadas, en el Km 15 de la carretera de Villamanrique a Venta de los Santos, ha brindado una asociación paleontológica con *Lophospira sp.*, *Calymenacea indt.*, *Diploporita indt.*, del límite Oretaniense/Dobrotiviense, que estimamos probablemente del Dobrotiviense basal por correlación con las "capas de *Lophospira*" de los Montes de Toledo.

2.2.2.2.- ARENISCAS CUARCÍTICAS, CUARCITAS Y PIZARRAS. ALTERNANCIA "EL CAÑO". DOBROTIVIENSE INFERIOR

El registro sedimentario atribuido a esta formación ocupa amplias extensiones en el área paleozoica del Proyecto, especialmente de la Hoja nº 864 y con mucho menor extensión cartográfica, en las Hojas nºs 839 y 840.

La tectónica, la falta de series con afloramiento continuo y sus variaciones laterales dificulta dar un espesor pro medio, aún así puede estimarse una potencia de 280 m en la serie del río Turruchel y de 45 m en el río Tercinches, flancos oriental y occidental, respectivamente del anticlinorio de la Sierra del Relumbrar en la Hoja nº 840 y 839, del orden de 380 m en las series aflorantes en la carretera local de Villamanrique a Montizón, sector central de la Hoja nº 864, y en el entorno de los 350 m en los sectores occidentales de esta misma Hoja, aflorantes en los ríos Dañador y Guadalén. Por tanto, la formación muestra una gran uniformidad en cuanto a su espesor en todo el ámbito paleozoico, salvo en los sectores orientales de la Hoja nº 840 (Turruchel) donde su potencia se reduce sustancialmente.

Como ya recoge la denominación de esta formación, su constitución la caracteriza una monótona alternancia de areniscas y lutitas (pizarras). El color varía de gris

verdoso en los siliciclásticos de grano muy fino a crema grisáceo en las areniscas. En esta alternancia se intercalan cuerpos de espesor métrico a decamétrico y extensión lateral kilométrica, constituidos por areniscas cuarcíticas de grano medio-fino.

Las facies mayoritarias son, por tanto las heterolíticas, en las cuales pueden distinguirse las subfacies siguientes:

- I) La facies litológica más llamativa de esta formación la conforman bancos y cuerpos de espesor métrico constituidos por areniscas cuarcíticas de grano medio a fino y color gris amarillento en secuenciales con estructuras hummocky (H.C.S.) de orden métrico separadas por láminas o capas milimétricas de siliciclásticos de grano muy fino o amalgamadas. Las secuencias H.C.S. son normalmente de tipo BPHM y BPH, con un contacto muy neto entre las areniscas y las lutitas del término M. La longitud de onda de los hummocks medida en algunas secuencias río Turruchel, Hoz de Terrinches, río Dañador, etc., oscila entre 50 a 90 cm. En esta facies se ha encontrado sólo en un punto (Hoz de Terrinches) un término B, gradado, constituido por un acúmulo de bioclastos con cemento mixto carbonato-silíceo y espesor de 25 cm.

Mucho más frecuente, en los itinerarios realizados, es la presencia en la base de estas secuencias de marcas de corriente, esencialmente *prod* y *bounce* y menos frecuentes *flute*, *cast*.

- II) La facies litológica más común en esta formación son secuencias H.C.S. de orden decimétrico (30 a 50 cm) y de tipo PHXM y PHM. En las secuencias con término M, el tránsito es menos neto que en el grupo de facies anterior mostrando estratificación linsen-flaser. La longitud de onda de los "hummocks" varía entre 80 y 125 cm. En general, la relación arena/lutita está próxima a la unidad.

Facies PHXM, con techos espectaculares de ripples, pueden ser observadas en el río Turruchel.

En la estructuración general de esta formación, hacia los tramos de techo, las facies anteriormente descritas pierden el término inferior B y reducen el espesor del P, a la vez que desaparecen los superiores X y M, produciéndose una amalgamación de capas decimétricas a métricas, con morfología ondulada y cuya estructura más visible es la "hummocky". Estas barras de areniscas cuarcíticas de espesores métricos a decamétricos pueden alcanzar extensiones kilométricas.

III) Las constituidas por secuencias elementales de espesor centimétrico a decimétrico, con estructuración interna asimilable a las facies turbidíticas (C₂ y D₁) en el sentido de MUTTI, E. (1979) y (1992). La relación arena/lutita ≈ 1 .

IV) Las constituidas por secuencias elementales de orden centimétrico a milimétrico con términos en arena muy fina, limos y fangos, en las que difícilmente puede observarse el término gradado T_a sobre el que se depositan los términos diluidos T_b^e. Serían asimilables a las facies D₂ (F₉) y D₃, MUTTI, E. (*op.cit.*). Estas secuencias, de color blanco amarillento, alternan o intercalan otras con espesores inferiores a 2-3 cm constituidas por siliciclástico de grano muy fino (arena+limo) y fangos gris oscuro a negro. La relación arena+limo/lutita es muy inferior a la unidad. Los siliciclásticos de grano fino muestran geometrías plano paralelas en su base y ondulantes a *flaser* a techo.

Normalmente este último grupo de facies se observa en campo como un bandeo rítmico de orden centimétrico en colores blanco amarillentos y gris oscuro a negros.

La bioturbación y las estructuras hidroplásticas afectan a estos materiales, a veces de forma tan intensa que, en pasos laterales, puede observarse como un tramo en el que las superficies de estratificación delimitan perfectamente las

secuencias elementales, pasa a convertirse en una amalgama total de sedimentos.

El conjunto de facies heterolíticas descrito con secuencias elementales granodecrecientes (F.U.S.), constituyen la totalidad del registro sedimentario de esta formación. Se estructuran en un ciclo de facies de tipo grano y estrato creciente (C.U.S.), complejo en el que podría establecerse, en alguna transversal e itinerario, la agradación de, al menos, dos megasecuencias, cada una de ellas con la misma estructuración (C.U.S.). Bien sea un solo ciclo de facies, ya sea un ciclo complejo, la norma general es que su tránsito con la formación infrayacente de las Pizarras de Río es bastante gradual y constituido esencialmente por las facies descritas como IV y III, de afinidad turbidítica, en paso igualmente gradual al tramo más potente de la formación en facies descritas como II, y finalmente, la/s barra/s, en facies I del grupo de las H.C.S.

La petrografía de las muestras recogidas en las areniscas de las distintas facies descritas es muy uniforme. En general, son cuarzoarenitas de grano medio a fino con matriz escasa de tipo sericítico-caolinítico y cemento silíceo. Como accesorios suelen tener abundantes minerales pesados como circón, turmalina, apatito, micas, sulfuros, etc. En los tramos inferiores de la formación aún persisten, aunque en proporción mucho menor, los “blastos” de clorita en la fracción fina. Una característica composicional destacable en estas alternancias, es la ausencia prácticamente generalizada de feldespatos y de fragmentos líticos (metamórficas, volcánicas, etc.). Los porcentajes de estos componentes suelen ser testimoniales. Este hecho en algunos casos ha servido para poder diferenciar esta formación de otras con características sedimentológicas extraordinariamente parecidas, como son las Capas Pochico y Bancos Mixtos infra y suprayacentes respectivamente y en cuya composición litológica la presencia de feldespatos es más significativa.

Como ya se ha reseñado y dada la estructuración descrita en el ciclo de facies de esta formación, normalmente el techo suelo ser un conjunto de bancos cuarcíticos

con láminas de lutitas en las intercapas o amalgamados (facies II y I) que marcan el contacto litológico brusco con la Formación Pizarras Guindo suprayacente.

Este ciclo de facies grano y estratocreciente, por tanto en “situación regresiva” en el sentido de BRENCHLEY, P.J. *et al.* (1982), se hace corresponder con la formación de lóbulos arenosos en el *offshore* proximal en una plataforma siliciclástica con dominio de tormentas y por tanto, sería asimilable a los depósitos de nivel de mar más alto dentro del *shelf-margin systems tract* (SST).

Los amplios afloramientos de esta formación han proporcionado abundantes restos fósiles, especialmente en los itinerarios y series realizadas en la Hoja nº 864. En las estaciones realizadas se han encontrado: *Crozonaspis cf. incerta* (Deslongchamps), *Morgatia primitiva?* Hamman, *Neseuretus henkei* Hamman (areniscas), *Ectillaenus sp.*, *Heterorthina morgatensis* Mélou, *Eorhipidomella musculosa* (Mélou), *Cadomia britannica* (Babin), *Hemiprionodonta lusitanica* (Sharpe), *Cardiolaria beirensis* (Sharpe), *Praenucula sharpei* Babin y Gutiérrez-Marco, *Praenucula costae* (Sharpe), *Quadrijugator marcoi* Vannier, *Reuentalina cf. ribeiriana* (Jones) y *Medianella?* sp. Hamman (1983, punto “Alba IV”) añade también *Eohomalonotus szuyi* Hamman y Henry. Esta asociación de trilobites, braquiópodos, bivalvos y ostrácodos indica una edad Dobrotiviense inferior (aprox. = “Llandeilo inferior”), correspondiente a la parte inferior y media de la Biozona de *Placoparia tournemini*.

2.2.2.3.- PIZARRAS GRIS AZULADAS, LIMOLITAS GRIS OSCURO A VERDOSO Y ARENISCAS CUARCÍTICAS. PIZARRAS GUINDO. LLANDEILIENSE (DOBROTIVIENSE INFERIOR TERMINAL. DOBROTIVIENSE SUPERIOR)

Las “Pizarras Guindo” es la unidad litológica ordovícica más rica en fósiles de la Z.C.I. y por tanto, posiblemente la más conocida y con mayor número de referencias bibliográficas.

En el área del Proyecto se han realizado numerosas columnas detalladas que incluyen total o parcialmente esta formación. Como series de referencias pueden citarse de norte a sur y de este a oeste, las siguientes:

- ✓ En la Hoja nº 840 (Bienservida) las series del Barranco Turruchel, con 83 m de espesor en el flanco oriental de la Sierra del Relumbrar y la de la Hoz de Terrinches con 255 m en el flanco occidental de dicha sierra.
- ✓ En la Hoja nº 864 (Venta de los Santos) en el sector nororiental, la serie del Barranco Hondo, con 252 m de espesor, en el sector centrooriental, el Dehesón de Quiles con 118 m y en el sector centro occidental la serie del Mirador de Torrecilla con un espesor de 138 m para esta formación.

Con estos datos, sumados a las múltiples observaciones de campo, puede confirmarse que la Formación Pizarras Guindo muestra unas variaciones notables en su espesor y, en algún caso, bastante rápidas en entornos próximos.

Sin embargo, desde el punto de vista litológico la uniformidad podría considerarse como un hecho destacable a nivel regional, si bien pueden reseñarse múltiples diferencias de un punto a otro, sobre todo a nivel de un análisis de facies detallado. De esta forma es de reseñar que el espesor de esta formación guarda una relación directa con la mayor o menor proporción de facies arenosa o heterolíticas de grano medio fino que incorpora y que, si bien el contacto litológico y por ende cartográfico inferior es bastante neto, hacia techo, pueden desarrollarse tramos bastante potentes en alternancia pizarra-cuarcita, cuya inclusión cartográfica en esta formación o en la superior podría ser motivo de discusión. Como norma, a nivel de todo el Proyecto, se ha establecido el contacto cartográfico cuando las cuarcitas superiores son masivas y originan un resalte morfológico claro, pero en cualquier caso, el tránsito a las Cuarcitas Botella es sumamente gradual.

Las facies litológicas más representativas definidas en las series reseñadas pueden resumirse como sigue:

A - Facies lutítica (pizarras)

Es la facies con mayor representación en esta unidad litológica. Se trata de una alternancia de pizarras gris azuladas y/o negras con capas o láminas de limolitas. En general, muestran un aspecto de tableado centi a decimétrico a tramos masivos con estructuras pilow. Los tramos tableados tienen una finísima laminación limolítica con laminación paralela de alto flujo (*shear sorting*).

Es frecuente en esta facies la presencia de nódulos negros de dimensiones centimétricas, aislados o en capas, generalmente rellenos, bien de sulfuros o de restos fósiles y, en algún caso, de ambas cosas.

La macrofauna se presenta normalmente como acúmulos lumaquéllicos de espesores centi a decimétricos, generalmente con matriz pizarrosa, si bien no es infrecuente la presencia de lumaquelas decimétricas cuyo cemento es de tipo carbonatado y ferroso que, por meteorización, se muestra como una pátina pulverulenta de color ocre amarillento. Lateralmente, en alguna de estas capas (Barranco Hondo, Dañador, etc.) se ha observado la presencia de material volcánico (volcanoclastos) de composición básica asociados a estos niveles lumaquéllicos.

B - Una facies, con representación minoritaria comparativamente con la bien anteriormente descrita, pero cuya presencia es sistemática en todas las series realizadas, son la heterolíticas de grano fino a muy fino en las cuales bien pueden diferenciarse dos subfacies que normalmente se encuentran asociadas.

B.1.- Se trata de secuencias elementales de orden centi a decimétrico constituidas por alternancia de cuarzoarenitas y/o subarcosas de grano muy fino, y color gris oscuro, con fangolita y lutitas (pizarras) de color negro.

Las secuencias más comunes son de tipo H.C.S., incompletas faltando los términos B y P. Los hummocky son de longitud de orden centimétrica, y en el término M, normalmente bien desarrollada (relación arena/pelita ≤ 1), es frecuente encontrar bioturbación y macrofauna dispersa. En ningún caso se ha observado en esta secuencia ripples de ola.

B.2.- Asociadas o en alternancia con esta secuencia se encuentran otras de espesores y relación arena/pelita menor que la anterior y cuya única diferencia visual estriba en la ausencia, de estructura hummocky en el término arenoso. Por lo general, en campo, sólo se observa laminación paralela y esporádicamente, laminación cruzada de ripples. En sólo una localidad se han visto capas con microeslumpamientos y laminación convoluta. Cuando el afloramiento es de buena calidad (Barranco Hondo) pueden observarse capas finamente gradadas y estructuras linsen con lentículas de color blanco en el término de fangos negros. En general se trata de secuencias generadas por corrientes de turbidez y asimilables a las facies D₃ ó F₉ de MUTTI, E. (*op.cit.*). En este caso la macrofauna es muy escasa y la bioturbación intensa en los términos pelíticos.

En las series realizadas, el tránsito de esta formación a las Cuarcitas Botella superiores, puede significar un tramo de espesor considerable en relación al total de esta unidad. En las series de la Hoz de Terrinches, Barranco Hondo y Mirador de Torrecilla, representan la cuarta parte del total medido.

Este tramo es una alternancia de areniscas cuarcíticas y pizarras en la que puede identificarse una secuencia elemental que con pequeñas variaciones de espesor y tamaño de grano, es la que lo constituye con su acúmulo repetitivo.

La secuencia de espesor decimétrico es del grupo de las H.C.S. de grano medio-fino, del tipo PHM y PHFM, WALKER, R.G. *et al.* (*op.cit.*), con estructuras "hummocks" con longitud de onda de 50 a 80 cm.

En todos los casos, el término M está bien desarrollado, con bioturbación abundante y fauna dispersa. En general, dentro de este tramo las secuencias descritas tienen una relación arena/pelita que varía desde índices próximos a la unidad a 8/1 hacia techo.

Las muestras estudiadas determinan que se trata de cuarzoarenitas a sublitarenitas de grano medio-fino, con matriz predominante sericítica y cemento silíceo. La mica blanca es un componente con porcentajes superiores al 5% como norma común, los feldespatos están ausentes o como presencia testimonial. Como accesorios se tiene circón, turmalina, apatito y sulfuros. Los granos están subredondeados a redondeados.

En general, puede determinarse una evolución en la composición litológica de las muestras estudiadas en el conjunto de esta formación, que variará de muro a techo desde sublitarenitas, con porcentajes del 10-15% de fragmentos líticos y mica y un 5-10% de matriz sericítica a cuarzoarenitas con fragmentos líticos y micas en porcentajes < 5% y matriz sericita+caolinítica en parámetros similares.

Las facies descritas, normalmente granodecrecientes, se ordenan en un ciclo de facies complejo, pero cuyas características fundamentales se mantienen en el ámbito del Proyecto, independientemente de las variaciones de espesor ya reseñadas para esta formación.

De esta forma pueden identificarse hasta cuatro tramos litológicos:

- El tramo inferior, constituido por facies de tipo A y por tanto, con predominio casi absoluto de las lutitas y fangolitas (pizarras) muy ricas en fósiles. Es común que en sus metros basales se intercalan varias secuencias B en su subfacies de tempestitas de afinidad turbidítica (B2). La presencia de nódulos dispersos o en capas es, junto a la riqueza faunística, carácter común a todo el tramo.

- El segundo tramo se observa en campo como un leve resalte morfológico y está constituido por facies de tipo B con secuencias de afinidad turbidítica (B2) seguida de las que tiene "hummocks" (B1).
- El tercer tramo es normalmente el de menor espesor relativo. En su constitución sólo se encuentran facies de tipo A, si bien con unas características muy concretas. En general, se trata de alternancias de pizarras negras o azuladas y capas lumaquéticas con bioclastos y cemento ferroso y fosfatado como componentes esenciales. Algún clasto nodulizado y cantos blandos de tamaño grava acompañan a los bioclastos en las lumaquelas.

En Barranco Hondo se han medido secuencias de este tipo con espesores de 30 a 40 cm.

- El cuarto tramo está constituido por las secuencias descritas como B1, aunque normalmente el paso entre el tercer y cuarto tramo es muy gradual incluyendo algunas capas gradadas de afinidad turbidítica (B2).

En resumen, la Formación Pizarras Guindo, de muro a techo, se estructura en dos megasecuencias grano y estrato creciente cuyos términos lutítico-fangolíticos (pizarras) son muy ricos en fauna, nódulos ferroso-fosfatados y parches de carbonatos bioclásticos gradados.

Los términos heterolíticos son facies tempestíticas, desde las de afinidad turbidítica a las tempestitas con H.C.S. y longitud de onda métrica, hacia techo de la formación. El conjunto de ambas megasecuencias configuran un ciclo de facies complejo grano y estrato creciente (C.U.S.), que por las características descritas podría constituir los depósitos de nivel de mar bajo del *Shelf margin system tract* (S.S.T.) de una nueva secuencia deposicional. Las capas lumaquéticas con cemento ferruginoso-fosfatado del tercer tramo tienen características de depósitos de cortejo transgresivo y por tanto, encuadrables en un posible *Transgressive System Tract* (T.S.T.).

Como ya se ha indicado reiteradamente, las Pizarras Guindo son la unidad ordovícica más rica en fósiles en toda la surcentroibérica.

En las numerosas estaciones realizadas en el ámbito de la Hojas n^{os} 839, 840, 864 y 865, se ha determinado en la parte baja de la Formación (tramo 1) la presencia de: *Placoparia (Coplacoparia) tourmemini (Rouault)*, *Neseuretus tristani (Brongniart)*, *Colpocoryphe rouaulti Henry*, *Phacopidina cf. micheli (Tromelin)*, *Ectillaenus sp.*, *Heterorthina morgatensis Mélou*, *Eorhipidomella musculosa (Mélou)*, *Howellites hammanni Villas*, *Aegiromena mariana Drot*, *Redonia deshayesi Rouault*, *Praenucula costae (Sharpe)*, *Myoplusia bilunata perdentata (Barrande)*, *Hemiprionodonta lusitanica (Sharpe)*, *Tropidodiscus pusillus (Barrande in Perner)* y *Tomaculum problematicum Groom*. *Morgatia hupei (Nion y Henry)*, *Coxixonchia britannica (Rouault)*, *Cardiolaria blirensis (Sharpe)*, etc.

La asociación señala puntualmente una edad Dobrotiviense inferior terminal (Biozona *P. Tournemini*, Sub-biozona de *Morgatia hupei*).

El resto de la unidad corresponde al Dobrotiviense superior (Biozona de *Placoparia bomi*), y en numerosos puntos se identifican: *Placoparia (Coplacoparia) bomi Hamman*, *Neseuretus tristani (Brongniart)*, *Colpocoryphe rouaulti Henry*, *Plaesiacomia oehlerti (Kerforne)*, *Phacopidina micheli (Tromelin)*, *Crozonaspis cf. struvei Henry*, *Eodalmanitina sp.*, *Nobiliasaphus hammanni Rábano*, *Nobiliasaphus cf. nobilis (Barrande)*, *Ectillaenus giganteus (Burmeister)*, *Heterorthina kerfomei Mélou*, *Howellites hammanni Villas*, *Eorhipidomella musculosa (Mélou)*, *Myoplusia bilunata perdentata (Barrande)*, *Hemiprionodonta lusitanica (Sharpe)*, *Redonia deshayesi Rouault*, *Cardiolaria beirensis (Sharpe)*, *Praenucula costae (Sharpe)*, *Ribeiria pholadiformis Sharpe*, *Quadrijugator marcoi Vannier*, *Conchoprimitia? sp.*, *Medianella sp.* y equinodermos (*Diploporita indet.* y placas columnares de crinoideos).

2.2.3.- ORDOVÍCICO SUPERIOR

Las unidades litológicas atribuidas al Ordovícico Superior tienen una buena y extensa representación litológica y cartográfica en el área del Proyecto.

Como sectores con afloramientos continuos y de calidad pueden identificarse los siguientes:

La banda de anchura kilométrica que corre de oeste a este en la Hoja nº 839 (Torre de Juan Abad), girando a direcciones próximas a N70° en la Hoja nº 840 (Bienservida), y que en gran medida es el límite septentrional del Paleozoico de Sierra Morena en esta área.

Las bandas de amplitud kilométrica que con dirección aproximada oeste-este afloran en los sectores centrales de las Hojas nº 864 (Venta de los Santos) y nº 865 (Siles), constituyendo el núcleo de los sinclinatorios de La Alcornocadilla-Altos de Padilla y el del Dehesón de Quiles.

Finalmente, la banda meridional de la Hoja nº 864 en los límites con la Hoja nº 886 (Beas de Segura) y su prolongación en la Hoja nº 865.

Aunque en las descripciones que se harán a continuación de las distintas unidades diferenciadas, se precisará con detalle sus características estratigráficas, como hechos identificativos más comunes para todo el Ordovícico Superior, puede reseñarse los siguientes:

- En comparación con el Ordovícico Inferior, las formaciones del Superior tienen igualmente una constitución heterolítica pero con un predominio más acusado de los siliciclásticos de grano medio y grueso (arena).

En tanto que en el Ordovícico Inferior la uniformidad litológica de las formaciones sería el rasgo más destacado, en el Superior, además de una mayor diversidad

litológica, las formaciones que lo integran muestran cambios laterales de facies y variaciones de espesor, a veces espectaculares, e indicativos de los fenómenos tectosedimentarios que afectaron profundamente a la cuenca de sedimentación durante el depósito de este registro sedimentario.

2.2.3.1.- ARENISCAS CUARCÍTIICAS Y CUARCITAS DE GRANO MEDIO. CUARCITAS BOTELLA. LLANDEILIENSE SUPERIOR-CARADOC INFERIOR

En paso gradual con las Pizarras Guindo infrayacentes, se tiene una formación de constitución casi exclusivamente arenosa, que ha recibido distintas denominaciones en la Z.C.I.: "Cuarcita Botella", TAMAIN, G. (1972), "Cuarcitas Guindo", HENCKE, W. (1929), "Alternancias y Cuarcitas de Canteras", ALMELA, A. *et al.* (1962), "Areniscas de Retuerta", GUTIÉRREZ MARCO, J.C. *et al.* (1984b), etc.

En el área del Proyecto, las series realizadas determinan una potencia variable entre 40 a 45 m como promedio con un máximo de 75 m en la serie del Dehesón de Quiles (Hoja nº 864). De todas formas, dado que el contacto cartográfico inferior se establece cuando las secuencias que constituyen el tramo superior de la Formación Pizarras Guindo, pierden el término M (lutitas), originando un cuerpo arenoso que da el resalte morfológico de esta formación, es evidente que en una serie tempestítica este hecho no tiene porqué ser un fenómeno sincrónico, antes al contrario normalmente es una cuestión de índole local en este tipo de plataformas, lo que explicaría las bruscas variaciones de espesor, tanto en esta unidad litológica, como en la infrayacente.

En las facies arenosas, que la constituyen, pueden distinguirse claramente dos subfacies:

- Secuencias decimétricas a métricas del grupo de facies de los hummocky de grano medio a fino, en las que se definen secuencias PH, PHX y HX amalgamadas. Es frecuente que se ordenen en el sentido descrito, de tal forma

que constituyen un conjunto estrato creciente con bancos (1 a 1,5 m), en los que los "hummocks" tienen longitud de onda superior a los 1,5 m.

Las secuencias con término X conservado, son más frecuentes según se sube en la serie, mostrando ejemplos espectaculares de techos de ripples en numerosas localidades: Barranco Hondo, Terrinches, etc. El color de esta facies es gris blanquecino a amarillento.

- La segunda subfacies arenosa la constituyen areniscas cuarcíticas y cuarzoarenitas de grano medio, en capas decimétricas a bancos, con numerosas cicatrices de amalgamación, estratificación cruzada plana de ángulo variable y litosomas con morfología de megaripples. El color de estos sedimentos es gris a rojizo. En las cicatrices de amalgamación se encuentran nódulos centimétricos con orla ferrosa y núcleo fosfático y bioclastos fosfatizados y nodulizados.

Cuando se contempla la morfología de esta unidad litológica es evidente la existencia de dos tramos. El inferior con una estratificación bien marcada y de colores claros, y el superior, con estratificación de difusa a masiva y colores gris oscuros a rojizos.

El tramo inferior está constituido por las facies del grupo de las hummockys ordenadas en detalle, tal como se ha descrito, y en el tramo superior son las facies cuarzoareníticas gris rojizas con estratificación cruzada y megaripples las que fundamentalmente lo constituyen.

Las muestras estudiadas determinan que se trata de cuarzoarenitas y subarcosas con porcentajes de feldespatos, variando entre el 3 al 10%. La matriz es de composición mixta caolinítico-sericítica y el cemento es silíceo en el tramo inferior y silíceo-ferruginoso en el superior. El tamaño de grano va de medio-fino en las areniscas inferiores a medio-grueso en las superiores. Los granos están subredondeados a redondeados, y en las cuarzoarenitas rojas hay granos con una o varias envueltas ferruginosas (oolitos). Los minerales accesorios son mica blanca,

circón, turmalina, epidota, apatito, sulfuros, biotita, etc., en porcentajes entre el 1 al 5%.

La presencia de feldespatos en porcentajes significativos, mayoritariamente potásicos, junto al predominio de la matriz caolinítica, son dos datos relevantes dentro de la petrografía de las formaciones ordovícicas, ya que salvo la Formación de Base, en la que las areniscas contienen porcentajes similares, el resto de los litosomas arenosos del Ordovícico inferior no contienen feldespatos en porcentajes significativos. La presencia de caolín como componente principal de la matriz, es indicativo de una actividad volcánica intracuenca o en su proximidad. El conjunto de ambos datos que definen una inmadurez de estas facies arenosas, respecto a las de unidades anteriores, confirma la posibilidad de que al menos el miembro superior de la Cuarcita Botella constituya el sets de secuencias progradacionales del *Highstand Systems Tract* (H.S.T.) de la secuencia deposicional que comenzó con las Pizarras Guindo.

La facies descritas se estructuran en una megasecuencia grano y estrato creciente compleja (*coarsening and thickening-upward sequence*), en la que se pasa de depósitos de offshore proximal en su base a facies de shoreface y foreshore en las cuarcitas ferruginosas de techo.

La unidad ha brindado diversos yacimientos paleontológicos en el área del Proyecto, de los cuales los de la Hoja nº 840 KETTEL, D. (*op.cit.*); PÉRAN, M. (1971), conteniendo el trilobites *Crozonaspis cf. incerta* (Deslongchamps), entre otros bivalvos y braquiópodos del Dobrotiviense. La Formación se asigna regionalmente a la parte alta del Dobrotiviense superior, que puede incluir el límite Llanvirn/Caradoc en términos cronoestratigráficos de la escala regional británica redefinida.

2.2.3.2.- LUTITAS Y FANGOLITAS (PIZARRAS), LIMOLITAS Y ARENISCAS LIMOSO-MICÁCEAS DE COLOR GRIS VERDOSO A AMARILLENTO. "PIZARRAS CANTERA". CARADOC INFERIOR Y MEDIO

Esta unidad litológica muestra una gran variabilidad, tanto en su potencia como en su constitución. De hecho, hay sectores en los que no se ha cartografiado, bien porque su espesor litológico no es representable, bien porque la unidad litológica aflorante sobre las Cuarcitas Botella no se adecua a los criterios que presumiblemente caracterizan a las "Pizarras Cantera". Como la paleontología no es actualmente tan precisa como para poder determinar qué caso es una consecuencia de sedimentación o condensación litológica o bien, cambio lateral de facies, desde el punto de vista cartográfico se ha optado, en los sectores con ausencia de esta formación por mantener un contacto conforme (concordante) entre las Cuarcitas Botella y los Bancos Mixtos.

Las observaciones de campo, en base a la variabilidad litológica y de espesores, parecen evidenciar que en gran medida es mucho más factible que sean los cambios laterales de facies los que condicionen la presencia o no de las facies esencialmente pizarrosas, que caracterizan esta formación y por tanto, su representación cartográfica.

En el área del Proyecto, las series realizadas proporcionan unos espesores de 10 m en el Arroyo Turruchel y 74 m en la Hoz de Terrinches, dentro de la Hoja nº 840 (Bienservida), 20 m en Barranco Hondo y 62 m en el Dehesón de Quiles, en la Hoja nº 864 (Venta de los Santos), y del orden de 50 m en el río Guadalén, aguas abajo del Castillo Montizón, límite meridional de la Hoja nº 839 (Torre de Juan Abad).

Los sectores próximos al pantano del Guadalén y centro occidental de la Hoja nº 864 (Venta de los Santos), son en los que no se ha confirmado la presencia litológica de esta formación y por tanto, en los que no se ha diferenciado cartográficamente.

En general, el contacto entre las Cuarcitas Botella y las Pizarras Cantera es muy neto. En campo, los bancos masivos rojizos de las Cuarcitas Botella dan un escarpe a veces infranqueable, salvo por la red fluvial, en su contacto con estas pizarras.

El registro sedimentario de esta formación está constituido por una alternancia de lutitas y/o fangolitas gris-verdosas (pizarras), con limolitas micáceas amarillentas que hacia techo intercalan de forma progresiva láminas y capas de areniscas de grano muy fino micáceas y de color verdoso a marrón claro.

El aspecto general es el de una ritmita microlaminada en sus tramos basales, en los que frecuentemente intercalan nódulos de tamaño centimétrico aislados o en capas de extensión lateral decamétrica que resaltan dentro del microlaminado. Estos nódulos son de constitución siderolítica y en su núcleo contienen restos de fauna o sulfuros polimetálicos.

En su estructuración y composición litológica pueden diferenciarse dos facies, ambas de carácter heterolítico.

La facies predominante es la constituida por lutitas y fangolitas algo micáceas, de masivas a estratificación difusa, ricas en sulfuros y materia orgánica y cuya alteración da la patina blanco-amarillenta de estos depósitos.

Como subfacies de la descrita, pueden considerarse las intercalaciones milimétricas, progresivamente más abundantes, que ocasionan el aspecto microlaminado, característico de estos tramos basales.

Son secuencias elementales de 0,5 a 2 cm constituidas por limolitas o areniscas de grano muy fino en las que se aprecia laminación paralela de *shear sorting* y estructuras linsen, y en algún caso puede apreciarse bioturbaciones.

Se trata de secuencias turbidíticas del tipo T_d^e , por tanto serían facies D_3 ó F_9 , MUTTI, E. (*op.cit.*).

En el tramo de techo se intercalan secuencias centimétricas (3 a 5 cm) con relación arena/pelita ≤ 1 en la que se aprecia gradación/laminación paralela y de ripples y bioturbación en el término pelítico. Son secuencias de afinidad turbidítica de tipo T_c^e y por tanto, asimilables a facies D_2 ó F_8 de MUTTI, E. (*op.cit.*).

Estas facies granodecrecientes (F.U.S.) se estructuran en una megasecuencia grano y estratocreciente que pasa, de forma absolutamente gradual, a la formación superior (Bancos Mixtos). El límite entre ambas formaciones se establece cuando las capas de areniscas son de orden decimétrico y muestran estructuras "hummocky", es por tanto un límite que evidentemente tiene un contenido sedimentológico y puntual que en el ámbito cartográfico se le da carácter regional, tal como se intentaba explicar al inicio de la descripción de esta unidad.

Las facies y asociaciones de facies descritas, son depósitos que se producen a partir de corrientes de turbidez que transportan siliciclásticos de grano muy fino. La progresiva dilución y desaceleración de la corriente ocasiona una decantación masiva del material en suspensión.

Las facies con "starved ripples" y linsen, junto a las facies de areniscas y/o limos arenosos gradados (D_3 y D_2), son los depósitos más proximales de estas corrientes de turbidez.

La megasecuencia descrita, configura un modelo sedimentario con depósitos turbidíticos siempre por debajo del nivel de ola, propios o bien offshore distal de una plataforma siliciclástica con dominio de tormenta o bien de zona de lóbulo externo de un abanico turbidítico.

Las Pizarras de Cantera han proporcionado muy escasos fósiles en los afloramientos del área del Proyecto.

En la Hoja nº 839 (Torre de Juan Abad) se han recogido restos de briozoarios (*Chasmatoporella sp.*) en el cauce del río Guadalén, al sur de Castillo Montizón.

En la Hoja nº 840 (Bienservida), en las series del río Turruchel, se ha localizado un horizonte de condensación de fauna con restos de equinodermos (restos desarticulados de cristoideos, hemicosmitidos y diploporitos) y abundantes briozoos (Trepotomata indeterminada de ramas gruesas).

En la Hoja nº 864 (Venta de los Santos) no se han encontrado hallazgos determinables.

Aunque la fauna descrita no es totalmente determinativa, a partir de los hallazgos efectuados en zonas próximas, Hojas nº 837 (Viso del Marqués) y 862 (Santa Elena), GUTIÉRREZ MARCOS, J.C. *et al.* (*op.cit.*), su edad se hace corresponder con el Caradoc inferior y medio.

2.2.3.3.- ARENISCAS, CUARCITAS, LUTITAS Y FANGOLITAS (PIZARRAS) DE COLOR CREMA AMARILLENTO A VERDOSO. BANCOS MIXTOS. CARADOC TERMINAL-ASHGILL INFERIOR

Como describe su propio nombre, esta formación está constituida por una monótona y potente alternancia de areniscas y lutitas en la que la aparente uniformidad en el espesor de las litologías básicas le confiere un aspecto característico de ritmita. El color es gris verdoso en las pizarras y gris amarillento a crema en las areniscas y limolitas.

Otros datos destacables en estos sedimentos son, de una parte, la presencia continuada de mica blanca en porcentajes llamativos y de otra, la intensa bioturbación en los sedimentos de grano fino y muy fino. En las series e itinerarios realizados son múltiples los ejemplos encontrados, tanto de techos de capa con ripples de ola sobre láminas de mica blanca, que le confieren un espectacular brillo de espejo, o bien planos de amplitud métrica totalmente cubiertos de icnofauna.

Los primeros fósiles encontrados en esta unidad fueron briozoos y braquiópodos, citados por FERNÁNDEZ, M. y VALDÉS, A. (1933); HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P.

(1942), aunque su determinación no fue correcta y les atribuyeron al Silúrico y Devónico.

KETTEL, D. (1968); PERÁN, M. (1971); POUPON, G. (1971) y TAMAIN, G. (1972), describen hallazgos posteriores que ya atribuyen al Ordovícico Superior. TAMAIN, G. (*op.cit.*) describe el tramo de techo de esta formación como las "Lumaquelas terminales" que constituyen un excelente nivel guía, bien como litosoma, ya como horizonte cronológico. El conjunto de las "Pizarras Cantera" y "Bancos Mixtos" fue descrito como "Esquistos con *Orthis*" (*Orthis Schichten*) por los autores alemanes HENKE, W. (1926); RICHTER, R. (1967); BUTENWEG, P. (1968), etc. Estos autores diferencian dos tramos, el basal pizarroso "*Orthis Schiefer*", que sería equivalente a las Pizarras Cantera, TAMAIN, G. (*op.cit.*) y los "*Orthis Wechsellagerung*", equivalente a los Bancos Mixtos, TAMAIN, G. (*op.cit.*). Finalmente, GUTIÉRREZ MARCO, J.C. (*op.cit.*) y VILLAS, E. (1995) han definido las distintas biozonas de esta formación.

En el área del Proyecto los Bancos Mixtos tienen una gran variabilidad en su espesor. Se ha medido una potencia de 65 m en el río Turruchel y 285 m en la Hoz de Terrinches dentro de la Hoja nº 840 (Bienservida); 180 m en el Arroyo del Porroso, límite de las Hojas nºs 839 (Torre de Juan Abad) y 864 (Venta de los Santos), y en el entorno de los 170 m en los sectores centrales y meridionales de la Hoja nº 864 (Venta de los Santos), donde el itinerario de referencia lo da la carretera del embalse del Guadalmena, a ambos lados de la presa.

De las observaciones realizadas, puede establecerse con carácter general para esta área que el registro sedimentario de esta unidad, muestra dos barras arenosas, en posición stratigráfica intermedia y la ya reseñada de techo que subdividen la formación en dos grandes tramos o megasecuencias, cuyo espesor, constitución y estructuración secuencial son equiparables.

La barra cuarcítica intermedia fue denominada "Cuarcita de Arcas", KETTEL, D. (*op.cit.*) y la superior es la ya descrita como "Lumaquelas terminales". Como norma,

ambas barras suelen tener espesores decamétricos. La excepción a este contexto regional se tiene en la serie del río Turruchel, donde la unidad además de presentar un espesor muy reducido (como ocurre en esta localidad con todas las formaciones del Ordovícico Medio y Superior), se constata que, en la posición de la barra intermedia, hay un tramo métrico de limolitas y lutitas de colores rojizos nodulizadas y las "lumaquelas terminales" no sobrepasan los 3 m de espesor.

En estos sedimentos heterolíticos hay dos facies características que conforman la práctica totalidad de los depósitos, aunque en algunas series, se tienen facies minoritarias de carácter local.

- La facies más representativa de esta formación es la constituida por una secuencia elemental de espesor decimétrico (30 a 50 cm) con una relación arena/lutita ≈ 1 .

Se trata de secuencias granodecrecientes (F.U.S.) con estructuras internas "hummocks" y "swales", laminación paralela y de ripples de ola, estructuras linsen y bioturbación intensa en las fangolitas y lutitas.

Son secuencias PHXM y en mucha menor proporción, HXM. Son por tanto, facies del grupo de los "hummocky" de grano medio, WALKER, R.G. *et al.* (*op.cit.*).

- La facies que constituye las dos grandes barras puede considerarse una subfacies de la anterior.

Se trata de secuencias decimétricas a métricas en areniscas de grano medio amalgamadas por pérdida del término M, y en numerosas ocasiones el X, por lo que el resultado final observable en estas barras son capas acrecionadas con estructuras "hummocky" de longitudes de onda de orden métrico, lo que ocasiona una geometría ondulada. Este aspecto es mucho más destacable en la "Cuarcita

intermedia o de Arcas”, y está presente en menor medida en las “Lumaquelas terminales”.

Este término expresa claramente la estructuración general de esta barra superior, en la que además de la pérdida del término M y la amalgamación de secuencias PHX y PH, WALKER. R.G. *et al.* (op.cit.), en numerosas capas de este tipo aparece un término inferior asimilable al B de estas secuencias tempestíticas y cuya constitución no es de siliciclásticos de grano grueso, sino acúmulos de fauna limonitizada junto a nódulos ferruginosos con núcleo arenoso, nódulos fosfatados, “*mud chips*”, etc. En estos casos la base de las secuencias es algo erosiva.

En algún punto (Cortijo Zábala en la Hoja nº 864) hacia techo de esta barra superior, pueden observarse capas métricas lumaquéllicas constituidas por estos términos P con grosera granoclasificación y abundantes clastos ferrificados y/o fosfatados.

Este tipo de secuencias tempestíticas con término B en bioclastos, no se han encontrado en la “Cuarcita intermedia o de Arcas”, si bien KETTEL, D. (op.cit.), cita localidades con fauna, actualmente bajo las aguas del pantano del Guadalmena.

En esta barra sí es frecuente observar, sobre todo hacia su techo, bancos de hasta 2 m en cuarcitas de grano medio-fino con aspecto masivo y con retoques de ola o swales a techo. Las superficies de amalgamación de estos bancos están normalmente marcadas por cantos blandos y clastos ferrificados de tamaño grava.

En las series de Barranco Hondo y Arroyo de la Parrosa (Hoja nº 864), el tramo inmediatamente suprayacente a la “Cuarcita de Arcas”, está constituido por un acúmulo de secuencias centimétricas a decimétricas en las que se alternan con carácter rítmico capas de areniscas de grano muy fino, limolitas arenoso-micáceas de color ocre amarillento y lutitas gris oscuras. La relación arena/pelita próxima a la unidad o algo inferior.

En esta secuencia elemental se observa laminación ondulada, lenticular y flaser. En los trenes de ripples de corriente son frecuentes las capas microeslumpadas separadas por láminas de lutita negra interestratificadas. La bioturbación es tan intensa que puntualmente borra las superficies de estratificación y cualesquiera de las estructuras descritas, convirtiendo el sedimento en una amalgama pelítico-arenosa de color grisáceo.

Este tramo, tanto por su litología como por sus estructuras sedimentarias, podrían ser depósitos de la parte externa del offshore.

Dos datos puntuales, pero que ayudan a precisar el ámbito paleogeográfico de esta formación en el área del Proyecto, son los observados en dos localidades muy distantes.

Por un lado y como ya se ha descrito, en la serie aflorante en el río Turruchel, sector centrooriental de la Hoja nº 840 (Bienservida), los Bancos Mixtos tienen una potencia muy reducida, comparativamente con el entorno regional y no muestran las intercalaciones cuarcíticas normales en esta formación.

En posición estratigráfica similar a la "Cuarcita intermedia" (Arcas), hay un tramo métrico constituido por lutitas y limolitas microlaminadas, con abundantes nódulos siderolíticos y/o ferromanganesíferos y escasos bioclastos limonitizados.

El aspecto de estos sedimentos es propio de niveles de condensación y asimilables a un "system tract" transgresivo (T.S.T.).

En el extremo occidental del Proyecto, sectores centrooccidentales de la Hoja nº 813 (Villanueva de los Infantes), y en la proximidad del cortijo de La Jarilla, en la margen izquierda del río Jabalón, aflora una serie de los Bancos Mixtos con una "Cuarcita intermedia" bien desarrollada y sobre ella un tramo decamétrico en el que se alternan facies tempestíticas de afinidad turbidítica, D₂ y D₃ de MUTTI, E. *et al.* (op.cit.) con capas replegadas, rotas y brechificadas hasta de un espesor de varios

metros y constitución de “*pebbly mudstone*” en las que estas facies eslampadas están limitadas por superficies planares, aunque en un caso la superficie de muro es altamente irregular.

La génesis de esta facies se relaciona con deslizamientos gravitatorios de materiales semiconsolidados a favor de la pendiente, cuando el esfuerzo de cizalla supera la resistencia a la deformación del sedimento. En ese momento se generan planos de despegue con geometría lítrica.

En esta localidad, por tanto, se puede observar los depósitos del “offshore distal” en facies de tempestitas de afinidad turbidítica y su relación genética con los depósitos de talud en las facies eslampadas y de *pebbly mudstone*.

En este sector no existe la barra arenosa superior o “Lumaquelas terminales”, cuya posición sería suprayacente a estas facies eslampadas.

Desde el punto de vista petrográfico, las areniscas son arcosas y subarcosas con porcentajes de hasta el 15% de feldespatos en las capas tempestíticas, bajando a porcentajes entre el (5-8) % en las areniscas de la “Cuarcita intermedia o de Arcas” y “Lumaquelas terminales”. El porcentaje de mica es superior al 5%, moscovita predominante y la matriz de composición caolinítica y sericítica está en porcentajes del (8 al 10) %. El cemento es silíceo pero en las “Lumaquelas terminales” hay muestras con cemento mixto silíceo-carbonatado. El grado de alteración de los feldespatos es muy dispar, ya que, en muestras de los tramos inferiores, incluida la “Cuarcita de Arcas”, se encuentran bien conservados, y en las “Lumaquelas terminales”, se encuentran prácticamente sausuritizados en su mayor parte.

Las muestras de siliciclásticos de grano fino a muy fino (limolitas arenosas), tienen una composición similar bajando la proporción de feldespatos y subiendo las micas y por supuesto, los porcentajes de matriz, son más elevados.

Se clasifican como subarcosas y sublitarenitas muy ricas en mica (moscovita).

En ambos casos los accesorios son comunes, encontrándose turmalina, circón, apatito y sulfuros como más abundantes.

En los términos pelíticos, especialmente en los del tramo de techo, se han observado tanto en muestra de mano como en lámina, la presencia de clastos milimétricos con morfología ovoidal, a veces muy aplastado en el sentido de la superficie de estratificación y coloración de marrón grisácea a amarillento rojiza, lo que le confiere a estas pizarras verdosas un aspecto moteado muy llamativo. La petrografía muestra que su composición difiere muy poco de la matriz generalizada de estos sedimentos. Son clastos de textura vítrea y prácticamente transformados en caolín y opacos. Su forma y composición junto a los datos de índole regional, permiten suponerles su origen en el volcanismo submarino sinsedimentario con estos materiales. Serían, por tanto, fragmentos líticos de tipo epiclástico.

Todo el conjunto de facies descritas en el contexto general de los Bancos Mixtos, constituidas por secuencias granodecrecientes, se estructuran en dos megasecuencias grano y estrato creciente (C.U.S.) (*coarsening and thickening-upward sequence*), que a su vez constituirán un ciclo de facies grano y estrato creciente y, por tanto, en "posición regresiva", BRENCHLEY, P.J. *et al.* (1982), GABALDÓN, V. *et al.* (1985), correspondiente a la formación de lóbulos arenosos en el offshore proximal de una plataforma siliciclástica con dominio de tormenta.

Como ya se ha descrito, los Bancos Mixtos, es una de las unidades más fosilíferas del Ordovícico Centroibérico, especialmente los niveles de "Lumaquelas terminales" en su tercio superior.

Las estaciones realizadas en las Hojas n^{os} 864, 839 y 840, han proporcionado una asociación de braquiópodos, briozoos y equinodermos de la Biozona de *Svobodaina havliceki*, representativa del intervalo Caradoc terminal-Ashgill inferior, en la que se identificaron: *Svobodaina havliceki* Villas, S. aff. *Feisti Havlicek*, *Portranella exomata* (Sharpe), *Aegiromena cf. descendens* (Havlicek), *Tafilaltia brevimusculosa* Villas, *Leptaena sp.* y *Chasmatoporella sp.*, *Rafinesquina lignoni*, Villas, entre otros.

2.2.3.4.- CALIZAS BIOCLÁSTICAS, DOLOMÍAS GRISES A OCRE Y EPICLASTITAS DE GRANO MEDIO A GRUESO. CALIZA DE URBANA. ASHGILL (PREHIRNANTIENSE)

La “Caliza de Urbana” es una de las formaciones más conocidas del ciclo postcámbrico, ya que, en una serie siliciclástica monótona y uniforme, que plantea graves dificultades para la identificación de las formaciones en el trabajo cartográfico, encontrar un litosoma carbonatado con cierta continuidad lateral, constituye, de forma directa, un horizonte guía cuyas relaciones espaciales y estratigráficas pueden resolver la sucesión cronoestratigráfica, y por tanto, la estructura.

Tanto en el ámbito regional como en este Proyecto la “Caliza de Urbana” es una unidad litológica discontinua con variaciones espectaculares de espesor y composición litológica y ausencia de afloramientos en bastantes sectores. En el área del Proyecto los sinclínicos de Los Engarbos en la Hoja nº 864 (Venta de los Santos) y de La Marañososa en la Hoja nº 865 (Siles), son los más representativos de series del Ordovícico superior sin “Caliza de Urbana”.

Cuando ocurre esta disposición estratigráfica en la que sobre las alternancias de los Bancos Mixtos se apoyan directamente las Pizarras de Chavera, el contacto entre ambas formaciones es aparentemente concordante (paraconformidad) a escala cartográfica y está marcado por un nivel de espesor decimétrico a métrico, constituido por un aglomerado de fragmentos líticos, heterométricos y angulosos en los que se mezclan clastos de areniscas, carbonatos, rocas volcánicas básicas y fragmentos de cuarzo. En otros casos, este nivel, va acompañado de un dique de cuarzo subparalelo.

Aunque por lo general, en los casos de ausencia de la Caliza de Urbana, las Pizarras de Chavera se apoyan sobre las “Lumaquelas terminales” de los Bancos Mixtos, hay algún caso como en el Cortijo de la Jarilla, Hoja nº 813, en donde las

pizarras de Chavera se apoyan sobre tramos más bajos en la serie como son las facies con eslampamientos.

Cuando la serie está completa, el contacto de la Caliza de Urbana a muro es concordante y a techo muestra siempre señales erosivas que van desde microcicatrices erosivas tapizadas de depósitos ferrosos o lateríticos a superficie erosivas con relleno de sedimentos de tipo debris o "mixtitas" en el sentido de SHERMERHORN, L.J.G. (1971). En áreas próximas situadas al oeste del Proyecto, se cita la presencia de un paleokarst con rellenos ferruginosos.

Este conjunto de datos se explica por el descenso eustático, causado por la glaciación finordovícica, que provocó la exposición subaérea de parte de la plataforma carbonatada.

Este hecho está reconocido en el ámbito cuencal, tal como se recoge en los trabajos de diversos autores, sobre calizas de la misma edad en el Macizo Hespérico. SARMIENTO, G.N. (1993) en la "Caliza de Urbana", PARÍS, F. *et al.* (1981), en la "Caliza de la Formación Rosán" en Finisterre y la "Caliza de cistoideos de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica" CARLS, P. (1975), la "Caliza de Guadarrama", "Caliza de La Aquiana", "Caliza de Portilla de Luna", en la Zona Centroibérica (Z.C.), la "Caliza de Ayguafreda en Cataluña", GUTIÉRREZ MARCO, J.C. *et al.* (1984b), y las "Calizas de Pelmatozoos", ROBARDET, M. (1976), HAFENRICHTER, M. (1979) y (1980), GUTIÉRREZ MARCOS, J.C. *et al.* (1984) y GARCÍA RAMOS, J.C. *et al.* (1992), en la Zona de Ossa Morena (Z.O.M.).

En el área del Proyecto a la "Caliza de Urbana" sensu lato, se le han medido potencias de 15 m en el río Turruchel, y 16 m en la Hoz de Terrinches dentro de la Hoja nº 840 (Bienservida), 10 m al sur del Castillo Montizón, límite central de las Hojas nºs 839 (Torre de Juan Abad) y 864 (Venta de los Santos), 4 a 5 m en el embalse del Guadalmena, sector sureste de la Hoja nº 864 y entre 25 a más de un centenar de metros en los afloramientos espectaculares de esta formación a lo largo

del río Guadalén, en el límite centrooccidental de esta Hoja (Cortijos del Cerrajero y La Alameda).

El plegamiento de los carbonatos de Urbana en este último sector impide hacer una estimación más precisa de su espesor en la serie más potente encontrada.

En cualesquiera de los afloramientos observados, esta unidad litológica tiene dos miembros perfectamente diferenciables:

- El inferior, de constitución litológica sumamente compleja y con fuerte variación de espesor.
- El superior, cuya constitución litológica (calizas bioclásticas, crema y dolomías grises) y espesor son bastante más homogéneos a escala regional (1 a 2 m), salvo la localidad del río Guadalén reseñada.

Ambos miembros constituyen la unidad litológica cartografiada como “Caliza de Urbana”, aunque sólo su miembro superior responde a esta litología en sentido estricto.

En el miembro inferior de las áreas centro orientales del Proyecto pueden diferenciarse dos facies:

A - La más común está constituida por un sedimento heterolítico y heterométrico en el que se mezclan (mixtitas), fragmentos de cuarcita, desde subángulos a esféricos, fragmentos de roca volcánica con textura vacuolar y de composición intermedia a básica muy alterados, bioclastos, fragmentos de pizarras y, en escasa proporción, de rocas carbonatadas progresivamente más abundantes hacia techo del miembro.

Normalmente son capas decimétricas a bancos con gradación positiva y con cemento carbonatado creciente. El techo de estas capas está ondulado (swales) o bien la secuencia finaliza con un término decimétrico con hummocky, de

longitud de onda de 0,5 a 1 m, en estas litologías pero con tamaño de grano arena gruesa-media. En estos casos se trataría de tempestita de grano grueso y de tipo BPH o BH, en las que el término B es el aglomerado heterolítico gradado.

B - Intercalada y en paso lateral con la facies anterior en algunas series realizadas (Castillo Montizón, Los Engarbos), se tienen una alternancia milimétrica a centimétrica de tipo rítmico.

En estas facies se alternan láminas de siliciclásticos de grano fino con granos de cuarzo, fragmentos de arenisca, de cuarcitas, de roca volcánica de composición básica alterada a clorita y carbonatos en matriz caolinítica-clorítica con láminas de fangos carbonatados de composición clorítico-caolinítica con carbonato férrico como precipitado químico. En estas láminas, de color gris o verdoso, puede observarse un moteado, a veces muy tupido, debido a la presencia de clastos con tamaño arena gruesa media y de composición similar a los clastos volcánicos de las láminas siliciclásticas.

En estas microsecuencias se ha observado laminación paralela y gradación. En lámina delgada se tienen ejemplos de microfracturación y eslumpamiento sinsedimentario.

Las características litológicas y su estructuración secuencial parecen evidenciar que se trataría de sedimentos del offshore distal o talud, que tienen su origen en corrientes de turbidez. El aporte sistemático de clastos (epiclastos) de origen volcánico, es indicativo de una activa volcánica en áreas próximas de la plataforma.

En la serie de la Hoz de Terrinches (Hoja nº 840), el techo del miembro inferior de Urbana está constituido por un banco de los materiales de la facies A fuertemente replegada entre capas o bancos con superficies de estratificación planoparalelas a techo y ondulada en su base. Posiblemente pudiera tratarse de una paleosisma,

aunque por su contexto paleogeográfico los eslumpamientos de estas facies pueden explicar igualmente la geometría de esta macrocapa.

El sector del río Guadalén, centro occidental de la Hoja nº 864 (Venta de los Santos) y su prolongación en la Hoja nº 863 colindante, es un caso atípico en esta formación, tanto por la potencia como por su constitución. En este sector y sobre la barra arenosa de las "lumaquelas terminales", se tiene un tramo potente de packstone y grainstone blancas, marmóreas, en capas decimétricas con fuerte recristalización. En este tramo y hacia techo, se intercalan packstone grisáceas con estratificación ondulada y grosera granoclasificación en los bioclastos.

El tramo superior está constituido por wackestone y mudstone con estratificación difusa a masiva de color gris rosado y con porosidad fenestral y muy desarrollada.

En general, el conjunto de ambas facies conforman una megasecuencia de somerización incompleta de tipo "muddy", JAMES, N.P. (1980 a y b).

En este sector es donde las variaciones de potencia son las más extremas de todo el área del Proyecto. Basta citar que en el sinclinal de Piedras del Águila la "Caliza de Urbana" tiene en un paralelo un espesor de 25 m en su flanco norte, y de 1,8 m en el sur, en donde realmente la separación de Bancos Mixtos y Pizarras de Chavera es una macrolumaquela de braquiópodos con cemento carbonatado y estructura tempestítica (H.C.S.). Lateralmente, 2 Km al Oeste, pasa a tener del orden del centenar de metros en las facies de calizas blancas marmóreas y grises descritas.

Aunque la presencia de volcanismo sinsedimentario es una constante en todo el registro de esta formación, en el área del Proyecto sólo en este sector se han encontrado y cartografiado rocas volcánicas (s.st.) interestratificadas en la serie. Al norte de Piedras del Águila, en el sinclinal de Casas de la Umbría, afloran en una posición de muro de la formación, como base o intercaladas con las calizas blancas marmóreas, son rocas volcánicas de color verde oscuro y textura vacuolar.

En lámina delgada, es una roca con matriz clorítica, abundantes microlitos de plagioclasa y con escasos fenocristales de plagioclasa y anfíbol. Las vacuolas están rellenas de calcita.

Se trata, por tanto, de una roca de composición basáltica con textura vacuolar y fuertemente retrogradada.

En el área del Proyecto las muestras recogidas han proporcionado conodontos, entre los que se citan: *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl, *Sagittodontina robusta* Knüpfel, *Scabbardella altipes* (Henningmoen), *Panderodus gracilis* (Branson y Mehl), *Protopanderodus?* sp., "*Eocarniodus*" *gracilis* (Rhodes), *Icriodella* sp. y "*Nordiodus*" sp., entre otros: HAFENRICHTER, M. (1979), perfil XII; SARMIENTO, G.M. et al. (2000), pertenecientes a una asociación característica (Biozona de *Amorphognathus ordovicicus*) muy difundida en el Ashgill pre-Hirnantense de toda Sierra Morena SARMIENTO, G.N. (1993); SARMIENTO, G.N. et al., (2000). Las margas con briozoos que se intercalan en la mitad inferior de la unidad contienen abundantes colonias ramificadas y masivas de briozoos (*Chasmatopora* sp. *Homotrypa*) sp., restos indeterminables de ceramoporoides, criptostomados y trepostomados), así como raros braquiópodos (*Nicolella?* sp.).

2.2.3.5.- ARENISCAS CON FRAGMENTOS. ASHGILL TERMINAL (HIRNANTIENSE)

Sobre la sucesión ordovícica descrita, se sitúa la importante discontinuidad estratigráfica (límite de tipo 1) que numerosos autores atribuyen a la confluencia de los procesos erosivos de origen glacioeustático, junto a la actividad tectónica ocurridos en el entorno del límite Ordovícico-Silúrico.

Tal como se ha descrito anteriormente, esta discontinuidad, importante en el orden cuencal, es apenas perceptible en aquellas localidades en las que se mantiene un registro sedimentario continuo, en las cuales sólo viene marcada por la presencia a

techo de la “Caliza de Urbana” de niveles ferruginosos y ocasionalmente niveles de fauna removilizada de niveles inferiores, GUTIÉRREZ MARCO, J.C. *et al.* (1987).

El conjunto sedimentario que aflora o sobre la “Caliza de Urbana” o bien sobre otras formaciones del Ordovícico Superior (Bancos Mixtos, etc.), está constituido esencialmente por lutitas y fangolitas (pizarras) que en ciertas regiones de la Z.C.I. (Villuercas, Herrera del Duque, etc.) es una unidad cuarcítica de hasta 40 m de espesor.

La serie pizarrosa ha recibido distintos nombres: Formación Gualija, Pizarras de Castellar, Pizarras del Muro y Pizarras Chavera, en tanto que las cuarcitas reseñadas se conocen como “Cuarcita de las Majuelas”, que, en alguna publicación, ha sido atribuida impropriamente a la cuarcita de base del Silúrico. Hacia el N y NE de la Z.C.I. la serie pizarrosa contiene cantos heterométricos de areniscas, cuarcitas y litologías exóticas de formaciones más antiguas, lo que ha ocasionado que se cite ampliamente en bibliografía con la denominación informal de “Pelitas con fragmentos”.

En el área del Proyecto se tiene dos situaciones:

- ✓ En la Hoja nº 840 (Bienservida) y en ambos flancos del anticlinorio del Relumbrar sobre la “Caliza de Urbana”, se tiene una unidad arenoso cuarcítica que por su posición no puede correlacionarse con la “Cuarcita de las Majuelas” y por tanto, se le da una denominación informal de “Areniscas con Fragmentos”, sobre la cual la serie continúa con las Pizarras Chavera.
- ✓ En el resto del área del Proyecto sobre la “Caliza de Urbana” o los “Bancos Mixtos”, se tienen directamente las “Pizarras de Chavera”.

La “Arenisca con fragmentos” aflorante en las series del río Turruchel y Hoz de Terriches, flancos oriental y occidental del anticlinorio del Relumbrar, son un paquete de aproximadamente 40 m de espesor y constituidas por una alternancia de capas

decimétricas a bancos que intercalan capas centimétricas a láminas de lutitas grises a negras.

Las capas o bancos de arenisca se observan como un sedimento muy inmaduro con fuerte heterometría de grano, abundante presencia de mica blanca y con colores grises a rojizos. El aspecto de los estratos es masivo con algunos techos de ripples tapizados de mica.

Los fragmentos de tamaño grava, angulosos, son siempre de cuarcita o areniscas cuarcíticas, más abundantes en las capas de base y muy escasos hacia techo.

En estas capas basales se observa la presencia de bioturbaciones verticales que atraviesan el estrato o banco de muro a techo. A veces, cuando la densidad de estas bioturbaciones es elevada, las superficies de capa adquieren un aspecto de “panal de huevos”. En este tramo las capas de lutitas negras son más abundantes y de espesores hasta decimétricos.

En algunas de estas intercalaciones lutítico-fangolíticas, de color negro, se han observado espectaculares superficies de “estructuras monroe”, HAFENRICHTER, M. (1980), cuyo origen parece estar en la extrusión de pompas de gas en fangos ricos en materia orgánica.

En el subtramo de techo se tienen dos secuencias elementales. La más frecuente son areniscas micáceas de grano medio-fino con capas amalgamadas de 40 a 60 cm y con estructuras “hummocky” de longitud de onda de (0,5 a 1) m. En algún caso hay láminas discontinuas de fangolitas gris oscuras entre capas. Son facies tempestíficas de grano medio y de tipo PH y PHM. Prácticamente no tienen fragmentos y la bioturbación se restringe al término M.

Las capas del techo de esta unidad son varias secuencias métricas, en areniscas de grano medio grueso, con estructura “hummocky” con longitud de onda de 90 a 120

cm. Son secuencias PHM. El contacto entre los términos H y M de estas secuencias es muy neto y pueden observarse “swales” con senos de hasta 80 cm.

Las láminas realizadas muestran una petrografía con cuarzo mayoritario, feldespato entre el (5 al 6)%, fragmentos líticos entre (2 a 3)% de tipo metamórfico, cher, etc. La mica es muy abundante con porcentajes entre el 5 y el 15%. Como minerales pesados le acompañan circón, turmalina, apatito y sulfuros. La matriz es abundante y de tipo caolinítico, y el cemento es silíceo.

Son por tanto, subarcosas a sublitarenitas micáceas con grava y matriz limo arcillosa, por tanto un sedimento inmaduro, con fuerte heterometría y con granos de ángulos (grava) a redondeados.

La evolución vertical de las facies descritas, va desde secuencias con icnofauna vertical y lutita con “estructura monroe” a tempestitas con “swale” de hasta 80 cm, lo que parece evidenciar que, en estas areniscas con fragmentos, se pasa con bastante rapidez desde medios de depósito intermareales (posiblemente llanura arenosa de arenícola) al offshore proximal.

2.2.3.6.- LUTITAS NEGRAS Y FANGOLITAS GRIS OSCURA. “PIZARRAS CHAVERA”. ASHGILL TERMINAL. HIRNANTIENSE

Como se describía con anterioridad, en concordancia sobre la “Caliza de Urbana” o sobre las “Areniscas con fragmentos” bien sobre los “Bancos Mixtos” en posición conforme, se tiene una potente sucesión pizarrosa de características litológicas muy uniformes en todo el ámbito del Proyecto.

Son lutitas y fangolitas gris oscuras a negro azulado, algo micáceas, de aspecto masivo con rotura en lápices o conchoidea y suaves al tacto.

En campo su aspecto es inconfundible. Dan una morfología de pináculos sobre planos alomados y la vegetación sobre ellas es extremadamente pobre, dado que sobre esta formación no se desarrollan prácticamente suelos.

En el área del proyecto su espesor está en torno a los 270 m, salvo en el Arroyo del Turruchel, Hoja nº 840, donde su potencia es de 60 m.

En las series realizadas pueden distinguirse dos tramos o miembros. El inferior, cuyo espesor y litología constituye prácticamente la totalidad de la formación, está constituido por la facies ubícuca de pelitas negras masivas. Su petrografía da una constitución caolinítico-sericítica, con predominio muy fuerte de la caolinita, abundante materia orgánica y sulfuros, a veces muy abundantes, dispersos. La textura es blastopelítica.

Hacia techo de la unidad y de forma progresiva, se intercalan láminas y capas centimétricas de cuarcitas de grano muy fino y color gris oscuro a negro.

Estas intercalaciones cuarcíticas, con base plana y techo ondulado, en algún caso muestran marcas de corriente de pequeño tamaño (flutes). En los límites de esta formación con las cuarcitas superiores (Criadero), las intercalaciones se convierten en ritmitas con un porcentaje arena/pelita ≤ 1 y con secuencias tempestíficas de tipo HM y PHM, WALKER, R.G. (1983), (1984).

La petrografía de estas capas da una constitución de cuarzoarenitas y sublitarenitas de grano fino y cemento síliceo o mixto con abundante apatito-colofana en su composición.

Los accesorios son de tipo mica blanca, sulfuros, circón y turmalina.

En la serie de la Hoz de Terrinches (Hoja nº 840), se han observado en este tramo facies eslampadas y paquetes métricos de "pebbly mudstone" con fragmentos de

cuarcitas y pizarras heterométricos, desde angulosos a subesféricos, en una matriz fangolítica y entre capas planoparalelas.

Las características litológicas y el ciclo de facies de esta formación parecen indicar que se trata de depósitos de offshore distal y talud, posiblemente ligados a corrientes de turbidez originadas por tempestades; en paso, hacia el techo de la formación, a medios de offshore proximal con depósitos de tempestitas de grano medio fino en áreas por debajo del nivel de base del oleaje toda vez que, en ningún caso, se ha observado secuencias con presencia del término X en el contexto de los materiales cartografiados como "Pizarras Chavera".

Las características composicionales y sedimentológicas de todo el registro sedimentario encuadrable bajo las denominaciones "Pelitas y Areniscas con fragmentos", "Pizarras Chavera", etc. son correlacionables con facies similares y sincrónicas que, de forma extensiva, aparecen desde Centro Europa hasta Argelia, ROBARDET, M. (1981); ROBARDET, M. *et al.* (1988).

Esta facies, han sido interpretadas por diversos autores como sedimentos glaciomarininos (*ice-drop paratillites*), relacionados con la glaciación continental (*inlandsis*) de edad Ordovícico Superior, ocurrida en África, que ha sido documentada con numerosas pruebas y con depósitos periglaciares (continentales y marinos) en la periferia de los casquetes de hielo, BEUF, S. *et al.* (1971).

ARBEY, F. y TAMAIN. G. (1971) describen en Sierra Morena (El Centenillo, prov. Jaén) una superficie de "ravinement" de edad infra-Llandovery que ha sido interpretada como modelado típicamente glaciario.

Otros autores piensan que estos sedimentos de tipo "mixtitas" SCHERMERHORN, L.J.G., (1975), tienen un origen de tipo "mud-flow" gravitacional causados por inestabilidades tectónicas de índole local o regional del fondo marino, alternando con períodos más estables en los que se depositan facies del cinturón costero.

Ambas explicaciones no son tan aparentemente contradictorias. La existencia de un período glacial en el Noreste de África y Sur de España parece incuestionable, así como los hallazgos de bloques exóticos en las "Pelitas con fragmentos", FORTUIN, A.R., (1984), IGME (1986), lo que parece abogar por un origen glaciomarino relacionado con los episodios glacioeustáticos sincrónicos y posteriores a la glaciación gondwánica finiordovícica ROBARDET, M. y DORE, F. (1988), pero, de igual forma, este evento global produce modificaciones paleogeográficas, resultantes de las variaciones en el nivel del mar y posibles movimientos epirogénicos, que se traducirían en una morfología diferencial de la plataforma con el desarrollo de corrientes densas y la redistribución de siliciclásticos en medios someros en los momentos de mar alta.

Los cortos e intensivos episodios glaciares finiordovícicos, ocurridos en el Hirnantense (Ashgill terminal), provocaron una de las extinciones masivas más importantes de la historia de la vida BRENCHLEY, P.J., *et al.* (1991).

La datación de estas unidades se basa en su correlación directa con sucesiones comparables de "pelitas con cantos dispersos", conocidas en idéntica posición estratigráfica en un área perigondwánica muy amplia (Península Ibérica, Centroeuropa, N de África, Golfo de Guinea, Península Arábiga, Sudáfrica, NO argentino, etc.; ROBARDET, M. y DORE, F. (op.cit.), BRENCHLEY, P.J. *et al.* (op.cit.). La asociación de quitinozoos presente en muchas de estas regiones (Biozona de *Tanuchitina elongata* según PARÍS, F. (1990), y su relación con la "fauna de *Hirnantia*" permite considerar al conjunto de estas unidades como Hirnantense, y depositadas como mucho en un intervalo de dos millones de años PARÍS, F. *et al.* (1995).

En el área del Proyecto, las muestras recogidas no han proporcionado microfauna datable, al encontrarse la materia orgánica completamente opaca, debido al alto grado de maduración con paleotemperaturas estimadas superiores a los 200°C.

Los escasos fragmentos de quitinozoos y acritarcos observables no han podido ser identificados.

HAFENRINCHTER, M. (op.cit.) cita la presencia de acritarcos en las pizarras negras intercaladas en las "Areniscas con fragmentos".

Son formas de amplio rango temporal e inconclusivas para la determinación del límite Ordovícico-Silúrico.

Así pues, tanto, las "Areniscas con fragmentos" como las "Pizarras Chavera" se interpretan actualmente como contemporáneas del episodio glacial finiordovícico, atribuyéndoseles una edad Hirnantense (Ashgill terminal), GARCÍA PALACIOS *et al.* (1996).

2.3.- SILÚRICO

No ha podido establecerse con exactitud el límite Ordovícico-Silúrico en la Zona Surcentroibérica. En tanto que en los sectores septentrionales de esta zona, los primeros sedimentos situados por encima de las facies glaciomarinas (Fm. Gualija), consisten en una delgada cuarcita a la que se superponen pizarras negras con graptolitos y conodontos de edad Telychiense basal (Llandovery Superior), SARMIENTO G.M. *et al.* (1991), en los sectores meridionales de la Zona Surcentroibérica en los que se encuadra el Proyecto, las unidades cuarcíticas consideradas como Silúrico basal (Cuarcita de Criadero, Cuarcita de Castellar, Cuarcita de Valdelasmanos, etc.), pueden contener en su seno la discontinuidad inicial del Ciclo Silúrico.

En este sentido, GUTIÉRREZ MARCO, J.C. *et al.* (op.cit.) citan graptolitos del Aeroniense inferior (Silúrico basal) en el tramo de cuarcitas negras del techo de la Cuarcita de Castellar. Igualmente, el miembro superior de cuarcitas negras de la Cuarcita de Criadero en Almadén, es incuestionablemente silúrico por su contemporaneidad con el vulcanismo y mineralizaciones datados como pre-Telychiense.

Por tanto, la llamada “*transgresión silúrica*” en la Zona Surcentroibérica es marcadamente diacrónica, entre el Aeroniense (Llandovery inferior) y el Sheinwoodiense (Wenlock inferior), tal como indican las faunas encontradas en la base de las distintas sucesiones.

2.3.1.- CUARCITAS DE GRANO MEDIO-FINO Y ARENISCAS CUARCÍICAS BLANCAS A GRISÁCEAS. “CUARCITA DE CRIADERO”. LLANDOVERY

Como unidad litológica es una de las más conocidas, constituyendo un nivel guía cartográfico en el ámbito de la Surcentroibérica.

Anteriormente se citaba que, estas cuarcitas han recibido distintas denominaciones: “Cuarcita de Criadero”, “Cuarcita de Castella”, “Cuarcitas superiores”, etc.

Su contacto con las “Pizarras de Chavera” es concordante y, dependiendo del espesor del tramo superior de alternancias de las pizarras, más o menos neto o brusco. En cualquier caso, la diferencia de competencia entre ambos paquetes ocasiona que, este contacto, esté normalmente algo mecanizado.

En el ámbito regional, a esta unidad se la subdivide en tres tramos o miembros, TAMAIN, G. (op.cit.), cuya constitución de detalle y espesores relativos varían según las localidades.

En el ámbito del Proyecto, los mejores afloramientos se encuentran en la Hoja nº 839 (Torre de Juan Abad), en la cual la cuarcita silúrica con su resalte morfológico bordea el contacto paleozoico-mesozoico desde Puebla del Príncipe al este, hasta el Cortijo de la Higuera, al oeste.

La prolongación oriental de este afloramiento en la Hoja nº 840 (Bienservida), son las cuarcitas que pueden observarse en la serie de la Hoz de Terrinches. Por tanto, en el conjunto de ambas Hojas puede estimarse que existe un afloramiento prácticamente ininterrumpido de casi cincuenta kilómetros.

Hay que desplazarse 30 Km al sur hasta la vertiente meridional de Sierra Morena, en los límites de las Hojas nº 864 (Venta de los Santos) y 886 (Beas de Segura), para encontrar de nuevo las "Cuarcitas de Criadero", con dirección igualmente subparalela al afloramiento septentrional y un recorrido cartográfico ininterrumpido desde el poblado abandonado de Haza Alta al este, hasta el norte de Chiclana, en la Hoja de Beas de Segura (nº 886).

Otro afloramiento interesante de esta formación, toda vez que se encuentra desligado de los anteriores, es el del Sinclinal de La Marañososa en la Hoja nº 865 (Siles). Los materiales del núcleo de este sinclinal son el único ejemplo del registro silúrico en los ámbitos centrales del paleozoico de Sierra Morena oriental.

De las series realizadas en el ámbito septentrional y de las características observadas en los itinerarios por el sector meridional, la potencia de esta formación puede estimarse entre 70 a 95 m en las series de Terrinches (Hoja nº 840) y Montizón (Hoja nº 839), y del orden de 85 m en el Sinclinal de La Marañososa (Hoja nº 865). En el ámbito meridional, esta formación se encuentra tan tectonizada que es prácticamente imposible realizar una estimación de potencia que, además, no tendría ningún significado comparativo. En general, en los afloramientos aparentemente menos replegados, el espesor estimado es de 50 a 60 m.

En el sector septentrional, las series de Terrinches (Hoja nº 840) y Montizón (Hoja nº 839), son además de las más representativas dentro del Proyecto, las únicas que permiten una correlación con el entorno regional dada que su tectonización es muy escasa.

De esta forma puede establecerse que en el área septentrional del Proyecto, la "Cuarcita de Criadero" se observa como una doble barra cuarcítica con un tramo o miembro intermedio más friable.

- En el miembro o barra cuarcítica inferior se diferencian dos tramos constituidos por el acúmulo de dos facies predominantes. El tramo basal con secuencia elemental

de espesor decimétrico (20 a 35 cm) en areniscas cuarcíticas de grano medio-fino con estructuras "hummocky" de tipo PHL, WALKER, R.G. (op.cit.) y con superficies de estratificación bien definidas y planoparalelas. Estas secuencias aumentan de espesor en tanto que pierden los términos P y L, amalgamándose en cuerpos con la geometría ondulada de los "swales", BRENCHLEY, P.J. *et al.* (1986) y (1991).

El tramo de techo de este miembro es el que adquiere mayor potencia y representatividad, comparativamente con las litologías anteriores.

Se trata de una serie constituida por capas de 50 a 70 cm a bancos, en cuarzoarenitas de grano medio de color gris con tonos rojizos. La estratificación es de masiva a difusa con superficies onduladas y, cuando las condiciones de afloramiento lo permitan, se observan cantos blandos de tamaño grava con orla ferruginosa, en las superficies de amalgamación de los bancos y, esporádicamente, techos de ripples de ola con múltiples perforaciones ferrificadas.

En la serie de Castillo de Montizón, los bancos de techo de este miembro tienen estratificación cruzada plana de bajo ángulo.

El porcentaje de minerales pesados en estas cuarcitas es muy elevado, observándose láminas y niveles milimétricos de color negro dentro de las cuarcitas grises masivas.

En su conjunto, este miembro inferior, se estructura como una megasecuencia grano y estrato creciente de espesor decamétrico.

- El miembro intermedio siempre presente, aunque de espesor muy variable, desde métrico a decamétrico, está constituido por facies heterolíticas, en las que se tiene una alternancia de cuarcitas gris oscuras a negras, limolitas micáceas y lutitas gris a negras. Las secuencias elementales predominantes son de tipo PHM, HXM y HX, WALKER, R.G. (op.cit.), con pérdida hacia techo del término M reducido a láminas

discontinuas con aspecto de estratificación flaser. La bioturbación en los siliciclásticos de grano muy fino es intensa (términos X y M).

- El miembro superior tiene unas características similares al inferior en cuanto a composición de facies, pero la estructuración de dichas facies es inversa. En este miembro el tramo basal son cuarzoarenitas y ortocuarzitas de grano medio en bancos con techo ondulado o de ripples de ola, y el tramo superior está constituido por tempestitas de decimétricas a centimétricas del tipo PHX y HX amalgamadas, evolucionando a secuencias HL y HLM con lutitas negras lustrosas como término pelítico en las capas de techo de la Formación.

Las muestras estudiadas dan una composición petrográfica de cuarzoarenitas y ortocuarzitas de grano medio, cemento silíceo y porcentajes inferiores al 1% de feldespatos y fragmentos líticos, en los tramos de bancos y capas decimétricas amalgamadas, en tanto que las areniscas de las secuencias de afinidad tempestítica tienen porcentajes similares pero la fracción matriz está entorno al (8-10)% y es de tipo sericítico. En todos los casos son abundantes los minerales pesados, entre los que son frecuentes circón, turmalina, epidota, apatito, mica blanca y sulfuros.

De lo anteriormente expuesto, la "Cuarzita de Criadero" muestra un ciclo de facies complejo en el que, partiendo de las facies tempestíticas de afinidad turbidítica en una plataforma siliciclástica con dominio de tormentas, que se describían en el techo de las "Pizarras Chavera", se pasa por depósitos de offshore proximal y nearshore, llegando en algún caso a depósitos del fore shore (Montizón) en el miembro inferior. Con los depósitos del miembro intermedio se vuelve a medios de offshore proximal evolucionando rápidamente en el tramo basal del miembro superior a depósitos del shoreface, que hacia techo de la formación muestran de nuevo facies del tránsito shoreface-offshore proximal.

La evolución vertical en el ciclo de facies de esta formación, con un dispositivo granocreciente C.U.S. en posición "regresiva", BRENCHLEY, P.J. *et al.* (op.cit.),

configura el *Highstand System Tract* (H.S.T.) de la secuencia deposicional que se inició con las "Pizarras Chavera".

La cronología de esta formación se da por acotación entre las dataciones dadas en las "Pizarras Chavera" inferiores y las determinadas en las Pizarras de graptolitos suprayacentes. En el área del Proyecto los yacimientos de Castillo Montizón (Hoja nº 839), Sinclinal de la Marañoso (Hoja nº 865) y río Guadalmena (Hoja nº 886), confirman una edad de techo Llandovertense Superior (Telychiense), por lo que a la "Cuarcita de Criadero" se le atribuye una edad Llandovertense inferior (Rhuddaniense)-Llandovertense Superior (pre Telychiense).

2.3.2.- AMPELITAS, FANGOLITAS NEGRAS CON NÓDULOS Y LIMOLITAS GRIS OSCURO. "PIZARRAS NEGRAS AMPELÍTICAS". LLANDOVERY SUPERIOR-WENLOCK INFERIOR

El contacto de las "Cuarcitas de Criadero" y las ampelitas silúricas es un hecho extraordinariamente difícil de observar en los afloramientos naturales. Normalmente la diferencia de competencia y resistencia a la erosión entre las barras cuarcíticas y las ampelitas, ocasiona una erosión diferencial de tal magnitud que es precisamente en este entorno donde, dentro del área del Proyecto, se encuentran las zonas apicales de los abanicos aluviales cuaternarios (glacis, conos, etc.). La consecuencia, extensiva a todos los sectores descritos en el apartado anterior, es que no ha sido posible observar el contacto estratigráfico entre las últimas cuarcitas de tipo tempestítico descritas en el techo de las "Cuarcitas de Criadero" y las ampelitas silúricas.

En la más favorable de las situaciones de afloramiento, Castillo Montizón, La Marañoso o río Guadalmena, siempre existe un tramo recubierto de espesor variable (métrico a decamétrico).

En los sectores meridionales de la Hoja de Venta de los Santos (nº 864) y el límite con la Hoja de Beas de Segura (nº 886) en la banda con materiales atribuidos al Ordovícico Superior-Silúrico, sí existen itinerarios en los que este contacto es visible, pero la

intensa tectónica y el grado metamórfico de estos materiales, hace inservible cualesquiera de las posibles apreciaciones estratigráficas de detalle.

Posiblemente el Sinclinal de la Marañosá (Hoja nº 886) y la serie de la Hoz de Terrinches (Hoja nº 840) sean los puntos en los que la pérdida por recubrimiento en la serie son de menor cuantía. En estos puntos las facies aflorantes más bajas de esta formación son pizarras negras ampelíticas (sapropelitas) con aspecto de masivo a laminado y espesores entre 5 a 15 m, a las que se superponen un tramo con espesor visible del orden de 60 a 70 m, constituido por unas facies microlaminadas en las que se alternan láminas de limos blanquecinos con lutitas o fangolitas negras en proporción similar, que, en la evolución vertical, pasan a facies con laminación milimétrica alternante de limos arenosos-micáceos grises y lutitas negras. En esta facies, las láminas de siliciclásticos de grano fino a muy fino muestran gradación positiva, laminación paralela y cruzada de ripples, así como estructuras linsen en limo blanco amarillento dentro de las láminas de pelitas negras.

En este tramo, especialmente en sus paquetes basales, son muy abundantes los nódulos de tamaño centimétrico dispersos o en capas con aspecto de "pebbly mudstone". Estos nódulos tienen una corteza en la que se alternan láminas de colores gris oscuro y marrones y composición lutítico, silícea y ferruginoso. El núcleo, en muchos casos, son sulfuros polimetálicos y en otros restos fósiles.

En lámina delgada, las facies microlaminadas muestran una alternancia de lutitas de composición sericítico caolinítica muy ricas en materia orgánica y en cristales idiomorfos de piritita con láminas de limos de composición litarenítica, en la que los litoclastos son predominantemente fragmentos de rocas metamórficas (micaesquistos, micacitas, etc.), junto a limo de cuarzo minoritario. La matriz es de composición similar a las láminas de sapropelitas. Se han observado microeslumpamientos y fracturación sinsedimentaria.

Las características de las facies expuestas y su organización, asimilables a facies D₃ ó F₉ de MUTTI, E. (op.cit.), podrían estar relacionadas con depósitos distales de

turbiditas, originadas por tormentas, en plataformas siliciclásticas. El conjunto son depósitos por debajo del nivel de ola y posiblemente en áreas de plataforma externa-talud.

La unidad de pizarras negras graptolíticas ha proporcionado fauna en las series y localidades citadas. En el área septentrional, la serie del Castillo Montizón (Hoja nº 839), tomada como la más representativa, ha proporcionado fósiles de distintos horizontales del Llandovery superior (Telychiense) y Wenlock basal. La asociación más antigua corresponde probablemente a la Biozona de *Rastrites linnaei*, con *Spirograptus cf. guerichi*, LOYDELL, STORCH y MELCHIN. Le siguen niveles con *Torquigraptus arcuatus* (BOUCEK), *Metaclimacograptus sp.*, *Retiolites sp.* y *Parapetalotithus sp.*, de las biozonas de *M. crispus-M. griestoniensis*; horizontes de pizarras con nódulos, que además de *Monograptus priodon* (BRONN) y *Stimulograptus splendens* STORCH (biozonas *T. Tullbergi* u *O. Spiralis*) brindaron restos de grandes euryptéridos, filocáridos y nautiloideos ortoconos; y, finalmente, niveles fosilíferos del Wenlock basal con *Cyrtograptus cf. insectus* BOUCEK, *Pristiograptus cf. largus* (PERNER) y *Monograptus priodon* (BRONN).

En el área meridional los graptolitos más antiguos encontrados proceden de unas pizarras metamórficas que contienen: *Retiolites geinitzianus* (BARRANDE), *Stimulograptus? splendens* STORCH y *Monoclimacis cf. griestoniensis* (NICOL). La asociación es indicativa de la Biozona de *Torquigraptus tullbergi* del Telychiense (Llandovery "superior"). Este yacimiento se sitúa en el cortijo de las Hazadillas, en la Hoja nº 864 (Venta de los Santos).

Por otra parte, el tramo superior de estas pizarras negras brindó una asociación de graptolitos del Wenlock, probablemente del Sheinwoodiense superior, con *Pristiograptus cf. meneghini* (GORTANI), *Pristiograptus dubius* (SUESS), *Monoclimacis cf. flumendosae* (GORTANI), *Cyrtograptus sp. (cladia tecaes)* y *Retiolitidae?*. El afloramiento se sitúa en la sección del río Guadalmena, en el borde septentrional de la Hoja nº 886 (Beas de Segura).

Finalmente, las pizarras graptolíticas del Sinclinal de La Marañososa, en la Hoja nº 865 (Siles), han proporcionado fósiles del Telychiense (Llandovery "superior"). La asociación corresponde a la Biozona de *Monoclimacis griestoniensis* y consta de los graptolitos: *Retiolites geinitzianus* (BARRANDE), *Torquigraptus australis* STORCH y *Diversograptus sp.*

Por tanto, la edad de esta unidad litológica dentro del área del Proyecto sería Llandovery superior (Telychiense), Wenlock inferior (Sheinwoodiense superior).

2.3.3.- ARENISCAS, CUARCITAS, LIMOLITAS Y PIZARRAS GRISES. SILÚRICO SUPERIOR (WENLOCK SUPERIOR). DEVÓNICO INFERIOR

En contacto concordante y paso litológico gradual con la unidad anterior, se tiene una potente y monótona sucesión constituida por alternancias milimétricas a centimétricas de areniscas, areniscas cuarcíticas, lutitas y fangolitas micáceas negras a grises.

Esta unidad ha podido separarse cartográficamente en muy pocos de los afloramientos de las series atribuidas al Silúrico, dada su litología, en paso gradual con las pizarras negras ampelíticas y la mala calidad de los afloramientos. De esta forma, sólo es definible cartográficamente en los alrededores de Villamanrique, Hoja nº 839 (Torre de Juan Abad), y en el río Guadalmena, en el límite de las Hojas nºs 864 (Venta de los Santos) y 886 (Beas de Segura).

Esta serie, cuya presencia es bastante constante en la Zona Surcentroibérica, ha recibido distintas denominaciones, desde las de ámbito local "Formación Guadarranque", RODRÍGUEZ NÚÑEZ, V. *et al.* (1989), hasta las distintas denominaciones "Grupo Cerro Escudero" o "Alternancias Malva", de PARDO ALONSO, V.M. (1995) y (1996).

El espesor visible en el área del Proyecto es del orden de 150 m en el sector de Villamanrique y de 290 m en el río Guadalmena, donde posiblemente sea el único afloramiento en el que aflore el muro y techo de esta formación.

Esta facies heterolíticas muestran una evolución desde cuarzoarenitas y ortocuarcitas, de grano muy fino y color gris a negro, sin estructuras visibles o laminación paralela en las secuencias elementales centimétricas, en paso a secuencias de 6 a 10 cm con gradación visible, de Tipo T_d^e y T_c^e ; facies D_3 y D_2 de MUTTI, E. (op.cit.). En el sector de Villamanrique, los tramos superiores aflorantes están constituidos por una alternancia de las secuencias anteriores, en las que se intercalan, de forma progresivamente más abundante, capas decimétricas con estructuras “hummocky” y una intensa bioturbación en los términos pelíticos.

Son secuencias PHM y HM, en areniscas de grano medio-fino, de tipo sublitarenítico con escasos feldespatos, en las que la mica blanca es muy abundante y los fragmentos de roca más frecuentes son los granos de chert y los fragmentos de rocas volcánicas. La matriz es muy abundante, sericítica y el cemento es silíceo. Como accesorios, los sulfuros en cristales idiomorfos de tamaño milimétrico y turmalina, circón y apatito en menor proporción.

En el sector de Villamanrique, la serie aflorante sólo muestra las facies descritas antes de ser recubierta por los terrenos mesozoicos, pero no es el caso del valle del Guadalmena, en el sector meridional, donde se puede observar todo el tránsito a los materiales devónicos.

En este afloramiento los tramos inferiores de las “Alternancias Malvas”, tiene una composición de facies y una evolución vertical prácticamente idéntica a la descrita para el sector de Villamanrique, de tal forma que las secuencias granodecrecientes (F.U.S.), se estructuran en una megasecuencia grano y estrato creciente (C.U.S.), cuya agradación vertical continua con facies H.C.S., en las que paulatinamente el término M se adelgaza y desaparece, al tiempo que las areniscas en capas decimétricas con secuencias HX y PHX se amalgaman dando un banco de espesor métrico (8 a 9 m) al que KETTEL, D. (op.cit.) denominó “Cuarcita Basal” del Devónico. Aunque este autor le da a esta cuarcita una importancia de horizonte cronoestratigráfico marcador del límite Silúrico-Devónico, no existen criterios paleontológicos suficientes para precisar tal cuestión, al menos en el área del Proyecto. Además, este banco cuarcítico es

difícilmente utilizable como límite cartográfico, al ser rápidamente recubierto por sedimentos más recientes y por tanto es difícilmente correlacionable con otras cuarcitas atribuidas al Devónico, tanto en el ámbito meridional como en el septentrional. Ello no obsta para que por su posición y constitución pueda ser correlacionable en el ámbito regional con la Formación "Cuarcita del Doradillo", con las que culmina el Grupo del Cerro Escudero en las regiones más septentrionales de la Zona Surcentroibérica, y por tanto, su cronología estaría próxima al límite Silúrico-Devónico.

En el valle del río Guadalmena, sobre la "Cuarcita Basal", la serie continúa con una alternancia de areniscas cuarcíticas, limolitas arenosas y lutitas con un aspecto similar al tramo infrayacente a la susodicha barra cuarcítica.

En este tramo heterolítico se pueden definir las siguientes facies:

- I) Una secuencia elemental de espesor centimétrico a decimétrico y con características idénticas a las facies H.C.S. de grano fino de tipo PHXM y HXM similares a las descritas en el tramo anterior. Esta facies constituye el tramo inmediato sobre la "Cuarcita Basal".
- II) Una única secuencia constituida por una capa de conglomerados, con espesor de 25 a 30 cm, variando de clastos soportados a matriz soportados. La matriz es arenoso-lutítica y el cemento mixto silíceo-ferruginoso. En los clastosoportados el centil es de 10 cm y la moda de 6 a 7 cm. Están bien redondeados y en su espectro litológico dominan los cantos de cuarcita sobre los de pizarra. La base es moderadamente erosiva y el techo es neto en contacto con siliciclásticos de grano muy fino.
- III) Una de las secuencias elementales mayoritarias en este tramo está constituida por una alternancia centimétrica de areniscas de grano fino limosas, de color blanco a grisáceo, alternantes con lutitas gris verdosas. La secuencia completa no supera

los 10 cm, lateralmente las capas de arena cambian de espesor y tienen frecuentes amalgamaciones.

Con frecuencia, las capas tienen en su base cantos lutíticos de tamaño arena gruesa-grava muy aplastados y en algún caso con orla siderítica ("*clay chips*"). Los techos de ripples de ola son frecuentes y presentan una bioturbación deformativa, a veces tan intensa que destruye todas las estructuras sedimentarias. Igualmente, la bioturbación figurativa en las superficies de estratificación es, en muchos casos, espectacular.

IV) Una subfacies de la anterior es aquella en la que, en las alternancias, las capas de arenisca alcanzan espesores de 20 a 30 cm e incluso, por amalgamación, dan bancos de 60 a 70 cm. La relación arenisca/pelita es ≈ 1 . Los contactos de las capas arenosas con las pelíticas son muy netos, configurando un aspecto general de ritmita. Las areniscas son de color blanco grisáceo a rosado y las lutitas gris verdosas.

La continuidad en las capas de areniscas es aleatoria, desde acuñamientos a escala métrica a capas plano paralelas con espesor idéntico en amplitudes decamétricas. En la base de estas capas pueden observarse pequeños *scours* erosivos, "*gutter-carts*", escasos fluttes, deformaciones de cargas y estructuras pilows en las de mayor espesor.

Los techos son normalmente de ripples de oleaje, a menudo de interferencia. En las capas pelíticas, la estratificación linsen es la predominante con microripples en los que puede observarse láminas de lutita negra intercaladas (lámina de avalancha).

Esta facies es la que contiene una mayor variedad de icnofauna, aunque el grado de bioturbación deformativa es mucho menos intenso que en la anterior.

V) Esta facies son areniscas cuarcíticas de grano medio-fino en cuerpos decimétricos a métricos, con base cóncava y fuertemente erosiva, estratificación cruzada en surco y cambios de espesor rápidos con acuíñamientos muy bruscos.

Es difícil observar ordenamiento interno, aunque, en algún caso, se ha apreciado disminución de tamaño de grano y del tamaño de las capas, con intercalación de láminas discontinuas de arcillas. Las capas de muro contienen abundantes clastos de tipo “*mud chips*” y siderolíticos. La bioturbación deformativa es muy escasa.

Los datos aportados, permiten atribuir estos materiales a depósitos en medios que varían desde offshore, para las facies H.C.S. infrayacentes al conglomerado, a depósitos de llanura de marea mixta (*mixed flats*) e inferior, para las facies IV (llanura mareal arenosa de arenícola); llanura mareal superior (*mud flats*) en la facies III y la facies V serían los depósitos de los canales de marea que discurren por esta llanura tidal.

El salto hidrodinámico, desde áreas del offshore en plataformas con dominio de tormentas a llanuras de mareas con corrientes de marea circulando con una dirección dominante (ausencia de estructuras *herringbone*), viene marcado en esta serie por la capa de conglomerados.

Este litosoma conglomerático, canalizado, de carácter submarino, puede estar relacionado con descargas bruscas de origen continental, a través de cauces fluviales y canales mareales conectados con ellos. Estos episodios de fuerte avenida, progradan sobre los sedimentos del cinturón costero, incorporando parte de los mismos dentro de la red de canales.

Procesos similares, en los que depósitos aluviales súbitos de cierta envergadura desplazan la línea de costa local, por relleno y progradación en ambientes de llanuras costeras no deltaicas, han sido descritos por diversos autores en sucesiones paleozoicas del Devónico en Inglaterra, TUNBRIDGE, I.P. (1983), Silúrico-Devónico de Nueva Escocia, CANT, D.J. (1980), etc.

Es muy difícil observar una ordenación cíclica en las facies descritas, bien por sus rápidos cambios laterales, bien por la bioturbación deformativa tan intensa en algún tramo. A título indicativo, el tramo se estructura en megasecuencias decamétricas estratocrecientes con un ciclo de facies III→IV→V.

En las muestras de icnofauna recogida se clasifican: *Cruziana isp.*, *Planolites, isp.*, y *Phycoides isp.* Por correlación con la Formación "Pelitas de Valdenmedio" de sectores más septentrionales de la Zona Surcentroibérica, se le atribuye una edad Lochkoviense.

2.4.- DEVÓNICO

Los materiales a los que se les atribuye esta edad tienen, dentro del ámbito del Proyecto, una ubicación cartográfica muy definida, situándose en la franja central de la Hoja nº 839 (Torre de Juan Abad), donde afloran ampliamente y en los sectores límite de las Hojas nº 864 (Venta de los Santos) y 886 (Beas de Segura), formando parte tanto de las series con fuerte tectonización y metamorfismo como de secciones en las que se han realizado columnas de detalle.

Tal como se describía con anterioridad, sólo en el Valle del Guadalmena aflora una cuarcita intercalada en la serie heterolítica definida como "Cuarcita basal" por KETTEL, D. (*op.cit.*) y cuya equivalencia es dudosa, con las unidades litológicas cuarcíticas denominadas "Cuarcita del Doradillo", "Cuarcita de base del Devónico", "Cuarcita de las Cuevas", "Capas de San Pablo", etc. que diversos autores señalan como próximas al límite Silúrico-Devónico.

Sobre esta cuarcita la serie continua con una alternancia de areniscas, cuarcitas y pizarras de colores grises a verdosos que en el ámbito regional se la denomina "Formación Valdenmedio", PARDO ALONSO, M.V. *et al.* (1994) a la que se superpone una nueva formación de constitución arenosa (areniscas y cuarcitas) descrita como "Cuarcita del Risquillo".

En el valle del Guadalmena, el miembro superior de esta serie está constituido por areniscas cuarcíticas, areniscas oolítico ferruginosas, pizarras grises y calizas bioclásticas equivalentes a la Formación Herrera con su miembro carbonatado Molino de la Dehesa.

Desde el punto de vista cartográfico, en esta área, se han agrupado todas las facies heterolíticas como una unidad cartográfica única, ya que, la denominada "Cuarcita basal" de KETTEL, D. (*op.cit.*), al no tener continuidad lateral como nivel cartográfico imposibilita diferenciar las alternancias inferiores de las superiores. Por ello, el nivel cartográfico de referencia es la Cuarcita Principal de dicho autor y la unidad cartografiada abarca desde las ampelitas silúricas hasta dicha cuarcita.

Dado que en bibliografía el límite Silúrico-Devónico es una cuestión que está en revisión permanente, como puede deducirse de las referencias bibliográficas de PARDO ALONSO, M.V. *et al.* (1994), PARDO ALONSO, M.V. (1995), PARDO ALONSO, M.V. (1998), etc., en las que este límite se ha situado bien a techo de la "Cuarcita de Doradillo", bien en la base de las "Cuarcitas del Risquillo", puede establecerse que en la serie del río Guadalmena y sobre las pizarras ampelíticas negras con graptolites, existe una potente sucesión de carácter heterolítico que intercala un paquete cuarcítico de espesor decamétrico que la subdivide, con carácter local, en dos tramos estratigráficos. El contenido faunístico (icnofauna) de estos tramos no es definitorio y por correlación regional podría estimarse que el límite Silúrico-Devónico se encontraría dentro de esta sucesión.

En el área septentrional, esencialmente en los sectores centrales de la Hoja de Torre de Juan Abad (nº 839), su prolongación oriental en la Hoja de Bienservida (nº 840) y otros afloramientos aislados en el sureste de la Hoja de Villanueva de los Infantes (nº 813), afloran unos materiales atribuidos al Devónico cuya composición litológica difiere parcialmente de las series meridionales.

Los afloramientos devónicos existentes entre Villamanrique y Torre de Juan Abad (Hoja nº 839), fueron incluidos por KETTEL, D. (*op.cit.*) en las "Capas de San Pablo",

conjunto litológico en el que agrupaba todas las unidades suprayacentes a las pizarras negras con graptolitos silúricos.

El desarrollo estratigráfico del Devónico de Sierra Morena nororiental es bastante distinto al de la Surcentroibérica en la región de Herrera del Duque-Almadén-Pedroches, si bien, a grandes rasgos, pueden establecerse correlaciones entre algunas unidades significativas. Tal es el caso del nivel de calizas de carácter prácticamente continuo encontrado en el área del Proyecto, con abundancia de restos fósiles y equiparable al Miembro Molino de la Dehesa de la Formación Herrera.

Estas calizas tienen un desarrollo mucho mayor que las encontradas en el sector meridional del Valle del Guadalmena (Hoja nº 864), si bien, en ambos casos, su edad es similar (Emsiense).

El importante desarrollo local de cuarcitas, areniscas ferruginosas y capas oolitas bajo las calizas descritas, así como los fósiles recogidos en las capas ferruginosas, puede hacer equiparar esta serie cuarcítico-oolítica, con la Formación Cuarcitas del Doradillo, PARDO ALONSO, M.V. *et al.* (*op.cit.*), parte superior del Grupo Cerro Escudero.

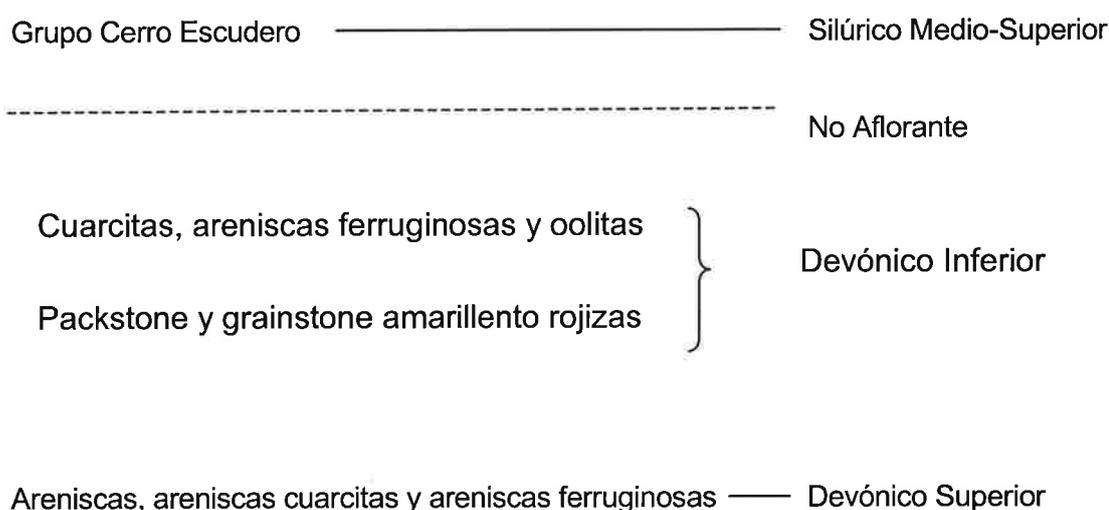
En esta área, no se ha encontrado afloramiento de los depósitos suprayacentes a los tramos heterolíticos de afinidad turbidítica, base del Grupo Cerro Escudero, de edad Wenlock superior, y las referidas "Cuarcitas del Doradillo", atribuidas al Devónico inferior (parte superior).

Finalmente, en el núcleo del sinclinorio de Torre de Juan Abad (Hoja nº 839) y en las series de Alcubillas (Hoja nº 813), se ha constatado la existencia de series constituidas por areniscas y areniscas ferruginosas, en conformidad con el registro del Devónico inferior y cuyo contenido faunístico, muy abundante, ha permitido datar estos materiales como pertenecientes al Devónico Superior.

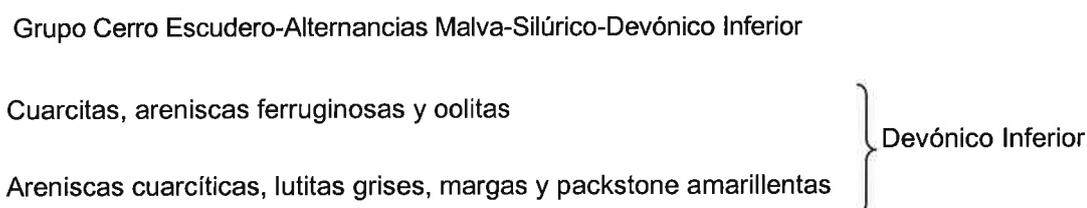
Este hecho, constituye un importante hallazgo estratigráfico que contribuye, de forma notable, a configurar al ámbito paleogeográfico de los escasos afloramientos del Devónico superior en la Zona Surcentroibérica.

A título de resumen, puede sintetizarse que, en el registro sedimentario atribuido al Devónico en el área del Proyecto, se diferencian las siguientes unidades cartográficas:

A - Sector Septentrional, Torre de Juan Abad-Almedina (Hoja nº 839) y áreas adyacentes.



B - Sector Meridional-Valle del Guadalmena y áreas adyacentes.



2.4.1.- DEVÓNICO INFERIOR

Aunque como se precisa en el apartado 2.3.3, los tramos superiores del Grupo Cerro Escudero, denominados Formación “Pelitas de Valdenmedio”, ya son atribuibles al

Devónico inferior, desde el punto de vista de las unidades cartográficas, comunes a todo el ámbito del Proyecto, son las barras cuarcíticas que ocasionan un fuerte resalte morfológico en la llanura manchega o en las sierras meridionales, que con dirección este-oeste conforman el borde paleozoico de Sierra Morena, las que normalmente sirven de marcadores litológicos del registro sedimentario atribuido al Devónico.

El Devónico inferior, se completa con una formación de composición carbonatada en el norte y mixta en el sur, equivalente al Miembro "Molino de la Dehesa" de la Formación Herrera, PARDO ALONSO, M.V. *et al.* (*op.cit.*).

2.4.1.1.- CUARCITAS, ARENISCAS, ARENISCAS FERRUGINOSAS, ARENISCAS OOLÍTICAS Y LUTITAS CARBONATADAS VERDES A ROJO VINOSO. "CUARCITA PRINCIPAL" O "CUARCITAS DEL RISQUILLO". LOCKKOVENSE-PRAGUIVENSE

Aunque con ciertas diferencias de detalle, que pueden constatarse en las series de referencia realizadas en el sector septentrional, Torre de Juan Abad-La Almedina (Hoja nº 839) y en el valle del río Guadalmena (Hoja nº 864) en el sector meridional, son mucho más numerosas las coincidencias, tanto en su constitución litológica como en el contenido paleontológico en las series devónicas aflorantes en los sectores septentrionales y meridionales de Sierra Morena Oriental.

Como visión de conjunto, en esta unidad pueden identificarse dos unidades litológicas; el inferior constituido por bancos y capas de cuarcitas o areniscas cuarcíticas de grano medio y grueso y color blanco grisáceo a rojizo y, el superior, en el que el predominio es de las areniscas rojas, ferruginosas, oolíticas e intraclásticas en capas decimétricas y con intercalaciones de lutitas policolores. Ambos tramos, están perfectamente representados en los dos sectores ya descritos.

Las medidas realizadas señalan un espesor de 120 m para el tramo cuarcítico y 60 para las areniscas rojas en el sector septentrional, y de 75 m y 110 m para los

respectivos tramos en el sector meridional. El conjunto de ambos tramos configura un ciclo de facies grano y estrato decreciente.

En el tramo cuarcítico pueden distinguirse las siguientes facies:

A - Una de las facies más representativas de este tramo está constituida por cuerpos de areniscas cuarcíticas de grano medio y grueso, bien calibradas. En esta facies genérica pueden distinguirse al menos dos subfacies:

A₁.- Son cuarcitas de aspecto masivo y base neta que, lateralmente pasan a tener base transicional y megaestratificación cruzada planar, en cuña, de media escala. Constituyen set con espesores métricos y laminación tangencial a la base, así como superficies onduladas a gran escala.

El color es gris claro, a veces blanco marmóreo, en paso a set con bandas alternantes rojizas y gris claras, dando un aspecto listado. Las coloraciones en macha son consecuencia de meteorización superficial.

Son frecuente las alineaciones horizontales de cantos blandos ("*clay chips*") aplastados, a veces con envuelta hematítica.

La petrografía muestra que son cuarzoareniscas con cemento silíceo o mixto silíceo-ferruginoso, en las que como accesorios más frecuentes se encuentran: pirita, mica blanca, circón, rutilo, turmalina y apatito.

Las coloraciones de las láminas o bandas rojizas se deben a la hematites como cemento o la alteración de la pirita cuando está en porcentaje elevado.

En la ordenación vertical, y a veces en cambio lateral, estas areniscas cuarcíticas pasan a tener estratificación cruzada planar con set cuneiformes, a veces con láminas sigmoidales y a cuerpos con estratificación cruzada en surco de media escala, con base plana, neta a débilmente erosiva.

Los bancos con estratificación cruzada en surco, suelen finalizar hacia techo con capa decimétrica de areniscas rosadas de grano medio-fino con laminación cruzada de muy bajo ángulo.

La bioturbación afecta moderadamente a estas capas y el contenido faunístico de esta facies se restringe a bioclastos, a veces de tamaño arena y en gran medida disueltos, dando porosidad móldica por disolución del carbonato.

Cuando la base de los cuerpos arenosos con estratificación cruzada en surco es erosiva, estas superficies vienen marcadas por la presencia de clastos siderolíticos y de colofana.

Esta facies se interpreta como barras arenosas ("*sand ridge*"), normalmente situadas en forma paralela a la línea de costa y migrando en sentido mar-tierra. La aparición local de estratificación cruzada plana con set cuneiformes, es indicativa de la existencia de corrientes oblicuas a la principal. Podría tratarse de megaripples dunares, migrando por canales de salida al offshore, a través del complejo de barras. Se trataría de un cinturón costero de energía media a alta, en el que la mayor parte de los depósitos corresponden a facies de régimen de flujo medio.

- B - Esta facies, asociada a los cuerpos de areniscas cuarcítica anteriormente descrita, está constituida por una monótona sucesión de areniscas de grano medio-fino, cuarcíticas, en capas centimétricas, con colores alternantes o en bandas rojizas y grisáceas. Estos materiales se encuentran intensamente bioturbados con destrucción casi total de las estructuras no diagenéticas. En algunas capas se conservan laminación cruzada en surco de ripples de interferencia y laminación cruzada plana de muy bajo ángulo.

La petrografía es de cuarzoarenitas con escasos porcentajes de feldespato (<2%) y matriz. El cemento es mixto, silíceo-hematítico, con predominio de uno u otro según la coloración de la capa.

Los “mud-chips” con orla hematítica muy aplastados, a veces rotos, y los clastos de colofana son moderadamente frecuentes en algunos niveles. Como accesorios tienen apatito, circón, turmalina y piritita framboidal.

La composición y estructura organizativa de estos sedimentos indican que se trata de depósitos marinos someros de baja energía.

Los escasos puntos en los que esta serie puede observarse, no permite dilucidar si esta facies tiene mayor o menor continuidad lateral, y su evolución, tanto lateral como vertical de forma detallada, por lo que, o bien podría tratarse de facies del backshore del complejo de barras, o bien de facies ligadas a los abanicos de flujo asociados a los canales de salida al offshore.

La ordenación del tramo cuarcítico de esta unidad, muestra un grupo de facies A según la descripción realizada, seguido de un grupo de facies B y finalmente, un grupo de facies A en el que el predominio es para las areniscas cuarcíticas con estratificación cruzada en surco y los cuerpos de relleno de canal, en algún caso, en areniscas de grano grueso con grava de cuarzo dispersa.

Sobre el tramo cuarcítico, predominantemente gris, se tiene un paquete decamétrico constituido por facies heterolíticas en las que areniscas cuarcíticas de grano medio-fino, bien calibradas, de color gris verdoso y en capas centimétricas a decimétricas se alternan con lutitas o fangolitas limoso-micáceas de colores verde y rojos. La relación arena/lutita es ≤ 1 y, en general, el tramo se organiza como secuencia grano y estrato decreciente.

En el subtramo de base, en las capas de arenisca con espesores de 70 a 30 cm e intercapas de lutita desde láminas a centimétricas, predomina la estratificación cruzada plana de media a gran escala con set decimétricos de alto ángulo y tangenciales hacia la base, que en los casos de cuerpos con geometría convexa conservan láminas sigmoidales. En algunos afloramientos se observan capas con recorrido hectométrico y brusco acuñaamiento lateral.

En las capas de areniscas cuarcíticas de espesor centimétrico, el predominio es para la laminación cruzada de tipo fláser, ondulante y lenticular, en el sentido ascendente del tramo. En las capas con laminación lenticular se observan lámina de lutitas siguiendo la laminación cruzada ("*mud drapes*"). La bioturbación de los términos pelíticos es muy intensa en todo el tramo.

En general, son cuarzoarenitas de grano medio-fino con matriz clorítico-caolinítica y cemento silíceo o mixto silíceo-ferruginoso. La presencia de feldespatos es muy escasa y abundan la mica blanca y los sulfuros, aumentando su presencia en sentido inverso a la disminución del tamaño de grano. Un componente típico de estas areniscas son los granos de cuarzo con una o varias envueltas de clorita y hematites, en forma de ooides que a veces alcanzan tamaño de arena gruesa. Su posición, hacia la base de las capas más gruesas de arenisca, junto a la presencia de clastos de colofana de color oscuro, les da un aspecto de grosera granoclasifica-positiva.

El conjunto de los sedimentos de este tramo muestra, desde facies de alta energía en los bancos de cuarzoarenitas con estratificación cruzada plana unimodal y morfología de megaripples de crestas rectas, a facies de muy baja energía con influencia mareal en las alternancias de techo. El ciclo de facies parece indicar, por tanto, una evolución desde ámbitos submareales con migración de megaripples hacia la costa, originados posiblemente por la migración y destrucción de las "*sand ridges*" en períodos de alta energía, a ámbitos de facies inter barrera ("*inter-ridge facies*"), TILLMAN, R.W. *et al.* (1985) y/o mareales hacia el techo.

La coloración rojiza de algunas capas de limo-lutita es anómala en esta facies, por lo que se supone que son fenómenos de tinción tardíos a partir de la circulación de aguas superficiales ricas en hierro y el poder de adsorción de las arcillas de tipo clorítico-caolinítico.

Dentro de esta unidad cartográfica, el conjunto litológico superior es muy diferente, tanto en su coloración como en su resistencia a la erosión. Normalmente se sitúa en

una depresión entre las cuarcitas inferiores y los carbonatos o las areniscas cuarcíticas del Devónico Superior.

Los materiales de esta unidad son de color rojo vinoso y en general, son facies heterolíticas en las que se alternan areniscas oolitas, oolitas carbonatadas, capas intraclásticas de tamaño grava y lutitas o margas en láminas o intercapas centimétricas.

Las facies más características pueden resumirse como sigue:

- a) Areniscas de grano medio-fino con clastos dispersos en cuerpos decimétrico con base neta o débilmente erosiva y estratificación cruzada plana o en surco de media escala. El color es gris oscuro a gris rojizo.

El calibrado es variable, siendo bueno en algunas capas y malo en otras, donde la fracción arena gruesa-grava es abundante, con clastos siderolíticos y de colofana centimétricos.

Son muy similares a las subfacies de megaripples (B) descrita en la unidad anterior, salvo que el contenido en matriz clorítica y cemento hematítico es mayor en estos sedimentos.

Estos cuerpos arenosos tienen continuidad lateral decamétrica con variaciones de espesor graduales y grosera granoclasificación positiva.

En algunas capas, esencialmente las inferiores de este conjunto, se observan techos con ripples de ola, normalmente de interferencia.

En la evolución vertical, disminuye el espesor de las capas y son frecuentes las amalgamaciones, dando como resultado paquetes de color rojizo con aspecto masivo y con intensa bioturbación.

En estas capas amalgamadas, la presencia de oolitos y granos con envuelta hematítica llega a tener proporciones variables del 5 al 10%. La presencia de macrofauna en estas capas, aunque escasa y mal estado de conservación, es significativa.

- b) Areniscas de grano medio-grueso, con fuerte heterometría de grano, de color rojo vinoso con tintes verdosos, en bancos o capas decimétricas (60-90 cm) con estratificación cruzada plana y en surco de media escala. La base de estos cuerpos es neta y varía desde débilmente erosiva a cóncava fuertemente canalizada.

Los bancos con base canalizada tienen cambios bruscos de espesor, en tanto que los de base plana muestran una gran continuidad lateral. Las láminas de los sets, en la estratificación cruzada plana, son tangenciales a la base y los set en surco son del orden de 10 a 20 cm con amplitud entre 60 a 120 cm. En algunos puntos, hacia techo de estos bancos, se observa laminación cruzada de ripples de ola.

La composición litológica es variable; desde areniscas con fracciones equivalentes de granos de cuarzo y oolitos a oolitas con granos de cuarzo dispersos. El cemento es ferruginoso y ferruginoso-carbonatado.

Como elementos siempre presentes en esta facies, están los clastos de colofana, a veces de tamaño centimétrico, color negro o a veces, con orlas de colores variados (blanco, marrón, negro). Más infrecuentes son los nódulos, lentejones y masas irregulares de siderita asociados a la base de los cuerpos canalizados y las costras de siderita-goethita, a techo de estas capas. La bioturbación es escasa, aunque en alguna superficie de estratificación a muro o techo de las capas oolíticas se ha observado icnofauna abundante.

Como norma, la fauna es muy escasa. Sólo bioclastos, a menudo muy alterados, se observan en los depósitos basales de los cuerpos canaliformes. Sin embargo, en los niveles transicionales a la unidad carbonatada superior, se localiza un nivel

de macrofauna, asociado a una capa decimétrica de areniscas verde oscuro con estructura H.C.S. Se trataría del término B de esta secuencia tempestítica.

Tanto los bancos cuarzo-oolíticos como los oolíticos con cuarzo, son depósitos de cordones arenosos en diferentes momentos de aportes siliciclásticos, lámina de agua y circulación de corrientes en la plataforma.

Como generalidad, puede indicarse que, en los momentos de diatrofismo creciente, se darán depósitos más siliciclásticos y en los momentos de "posición transgresiva" con mayor lámina de agua, los "shoals" oolíticos. Aunque la ordenación de estas facies no es clara, parecen constituir un ciclo grano y estratocreciente (C.U.S.) con las facies b de relleno de canal a techo.

- c) Areniscas heterométricas, en capas centi a decimétricas, con laminación paralela o cruzada de muy bajo ángulo y color rojo.

La composición litológica de estos cuerpos es muy definida, con mezcla de cuarzo y oolitos en proporciones similares, tamaño de grano arena media en el cuarzo y gruesa en los oolitos y una fracción significativa de clastos fosfatos (colofana y bioclastos fosfatados con envuelta hematítica). El cemento es silíceo-ferruginoso y la matriz clorítica.

Una subfacies asociada con la anterior y en paso lateral, la constituyen capas de areniscas con espesor de 10 a 30 cm de color verde oscuro con tinciones violáceas, abundantes cantos siderolíticos de colofana, bioclastos, "mud chips" y grava de cuarzo.

Son capas gradadas en las que ocasionalmente se conservan estructuras "hummocky".

La petrografía de estas areniscas muestra un porcentaje significativo de ooides con núcleo de cuarzo y envuelta clorítica, así como de litoclastos de origen

volcánico (básico) muy alterados. Prácticamente, todos los componentes de tamaño arena o superior, tienen una o varias envueltas, bien cloriticas o hematíticas. El cemento es silíceo, pero en algunas capas se observa la presencia de carbonato férrico (ankerita) en porcentajes inferiores al 5%.

Ambas subfacies se interpretan como tempestitas, en las que la de color verde representaría los depósitos en área del offshore proximal y las subfacies rojas y oolíticas, los depósitos del shoreface. Algunas capas delgadas, exclusivamente constituidas por oolitos y a menudo gradadas, podrían tratarse de depósitos en el offshore, y cuyo origen sería la corriente de retorno (*storm-surge ebb*), de "tsunamis" que destruyen "shoal" oolíticos submareales.

PARDO ALONSO, M.V. *et al.* (1996) y PARDO ALONSO, M.V. (1997) correlaciona la Cuarcita Principal de KETTEL, D. (*op.cit.*) con la Formación "Cuarcita del Risquillo" y "Cuarcita de Base" de Almadén, atribuyéndole una edad Praguense en virtud de los fósiles de esta edad, encontrados por ese autor, en el valle del río Guadalmena (Hoja nº 864), KETTEL, D. (1968, pág. 61).

Se trata de una asociación de braquiópodos típicamente praguenses, con *Hysterolites hystericus*, *Schlofheim*, *Stropheodonta Perculea*, *Dresemann*, *Stropheodonta gigas* (M'COY), entre otros.

En el área de Torre de Juan Abad (Hoja nº 839), las muestras recogidas han proporcionado una fauna de *Hysterolites sp.* (forma que recuerda a *H.aff. korneri* del techo de la Fm. Risquillo), *Platyorthis? sp.*, *Hexarhytis? cf. undata*, *Oligopty cherhynchus? sp.* (un juvenil), *Peratptera follmanni* (French), *Actinopteria sp.*, *Nautiloideos ortoconicos*, *Bryozoa? indet.*, etc., que determinan una edad Praguense, sin mayor precisión, para esta unidad.

2.4.1.2.- CALIZAS BIOCLÁSTICAS AMARILLENTO ROSADAS, ARENISCAS CUAR- CÍTICAS BLANCAS, ARENISCAS OOLÍTICAS ROJAS Y MARGAS GRISES. EMSIENSE

Como se ha descrito en el apartado 2.4.1, esta unidad cartográfica sí es diferente, desde del punto de vista composicional, en sus afloramientos septentrionales y en los meridionales.

Dentro de la Hoja nº 839 (Torre de Juan Abad), prácticamente es un litosoma carbonatado continuo con escasas localidades donde, o bien falta o bien su composición son oolitas carbonatadas con abundante macrofauna. Al Sur, la serie del valle del Guadalmena, es de carácter heterolítico, con alternancia de areniscas y lutitas carbonatadas que, hacia techo, pasa a alternancias de margas y capas carbonatadas.

En el sector septentrional, la unidad carbonatada, con un espesor medio de 25 m, está constituida por una monótona acumulación de packstone y grainstone de colores amarillentos y rosados, gradadas y con estratificación "hummocky" y "swaley". Las secuencias elementales observadas son desde facies H.C.S. de tipo BPHM en la base de la unidad, en las que el término M son mudstone con "brideseyes" y láminas de margas grises bioturbadas, y el término B son bioclastos en tamaño arena media-gruesa, evolucionando a acúmulos de secuencias BHX y HX, amalgamadas, en capas decimétricas con estratificación ondulante, que hacia techo alternan con capas y bancos de grainstone bioclásticas, rudíticas, con grosera granoclasificación positiva y techo ondulado (swaley). Lateralmente, en escasas localidades de este sector, la unidad tiene espesores métricos y litológicamente son oolitas gradadas con cemento carbonatado y capas de bioclastos, desde enteros a reducidos a fracción arena.

Por tanto este sector septentrional, la unidad carbonatada son facies del grupo de los "hummocky" en plataformas con alta productividad biológica (plataforma-rampa), desde áreas del offshore, a facies de shoreface en los bancos de techo.

En el sector meridional la serie, realizada en el valle del Río Guadalmena, es litológicamente más compleja y de carácter heterolítico. Su espesor promedio es de 45 m y tiene un tramo inferior constituido por un acúmulo de secuencias tempestíticas de grano medio, en las que predominan las de tipo BHXM y HLM, decimétricas a centimétricas respectivamente.

En las de mayor espesor y con término B bien desarrollado, abundan los clastos negros de colofana, los bioclastos fosfatizados y los oolitos con núcleo variado y envueltas de clorita o hematíticas.

El tramo de techo son alternancias de capas carbonatadas y de margas grises organizadas en secuencias idénticas a las descritas en el sector septentrional.

Por tanto, en esta área meridional, el registro sedimentario de esta unidad constituye una megasecuencia grano y estrato decreciente y carbonato creciente, en el que existe una evolución desde depósitos del offshore proximal, en plataforma siliciclástica con dominio de tormentas, a medios de offshore en plataforma-rampa carbonatada con ausencia de aportes terrígenos.

La moderna revisión paleontológica abordada en la Hoja nº 838 (Santa Cruz de Mudela, Segunda Serie MAGNA), permitió localizar en la parte superior de las calizas una asociación de braquiópodos del Emsiense, equipable con gran probabilidad a la Biozona de *Paraspirifer chillonensis* de Almadén (PARDO ALONSO *in* GUTIÉRREZ MARCO, 1997). También algunos conodontos encontrados (SARMIENTO *in* GUTIÉRREZ MARCO, 1997; BULTYNCK *et al.*, en prensa) son representativos del Emsiense inferior.

Los fósiles más modernos de esta unidad se encuentran en la serie del río Guadalmena, que incluye algunos lentejones carbonáticos con braquiópodos (*Strophomenidae indet.*, *Spiriferida indet.*) y restos de conodontos (*Icriodus sp.*). Por su posición estratigráfica y litología, esta unidad puede ser correlacionada con el tramo carbonatado del Molino de la Dehesa de sectores más septentrionales de la región

surcentroibérica PARDO ALONSO *et al.* (*op.cit.*), y en consecuencia se le atribuye una edad Emsiense probable.

En los sectores noroccidentales de la Hoja nº 839 (Torre de Juan Abad), en el cortijo "Casas de la Borreguilla", la macrofauna recogida es una asociación prácticamente monoespecífica de *Protodouvillina cf. taeniolata*, a la que acompaña *Leiopteria sp.*

La especie nominal es Emsiense superior esencialmente, si bien raramente se ha encontrado en el Emsiense inferior y en el Eifeliense. Por la presencia de formas similares en el techo de la Fm. Herrera, en Almadén y Herrera del Duque, la edad probable de la muestra es Emsiense superior.

Por tanto, la edad que se le asigna a esta unidad es Emsiense, tanto en el sector septentrional como en el meridional.

2.4.2.- DEVÓNICO SUPERIOR

En el área del Proyecto, las series realizadas dentro del sinclinorio de Torre de Juan Abad y sectores adyacentes (Hoja nº 839 y suroeste de la Hoja nº 813), ha permitido poner de manifiesto la existencia de un registro sedimentario cuyo contenido faunístico permite atribuirlo al Devónico Superior.

Los afloramientos observados muestran que estos sedimentos están en paraconformidad con el Devónico Inferior descrito. La confirmación de la existencia de sedimentos del Devónico Superior en sectores tan orientales de la Surcentroibérica, así como su constitución litológica, muy diferente a las conocidas de esta edad en áreas más occidentales (Sinclinal del Guadalmena, en la región de Almadén), es de gran importancia para el conocimiento de la paleogeografía de la cuenca en el Devónico superior.

2.4.2.1.- ARENISCAS Y ARENISCAS OOLÍTICAS. DEVÓNICO SUPERIOR (FAME- NIENSE)

Esta unidad está constituida por una monótona sucesión de areniscas con fuerte heterometría de grano, medio a muy grueso, con una fracción de grava de cuarzo variable y decreciente, con cemento silíceo y posiblemente en algún caso, carbonatado, dado que, en el Sector de Alcubillas (Hoja nº 813) los procesos de disolución de los cementos, convierten estas areniscas en arenas friables, que dan suelos con manto de arena.

En general, son bancos con espesor de 1 a 2,5 m con continuidad lateral de orden hectométrico, cuyo aspecto más llamativo es la estratificación cruzada planar y en surco de media a gran escala.

Los contactos inferiores de esta facies con los carbonatos infrayacentes son netos y erosivos, y en su evolución vertical, la serie pasa, desde cuerpos canalizados con superficie basal de extensión decamétrica, en los que predominan las areniscas de grano grueso con grava y estratificación cruzada en surco de media escala, a cuerpos con bancos métricos de areniscas cuarcíticas blanco grisáceas con estratificación cruzada en plana de gran escala y bajo ángulo, a veces con set cuneiformes, que lateralmente, son cortados por cuerpos de relleno de canales de menor extensión y superficie basal bastante plana.

El paso entre ambas subfacies es un paquete de espesor no superior a los 2 m y gran continuidad lateral, constituido por capas decimétricas (8 a 15 cm) de areniscas de grano medio ferruginosas y oolíticas.

El aspecto es de capas gradadas con un acúmulo lumaquéllico de fósiles en buen estado de conservación en paso a areniscas de grano medio de color gris a rojiza, dependiendo del contenido en oolitos y de hematites en el cemento. Las superficies entre capas son de amalgamación, aunque puntualmente se han observado láminas

intercapas de lutita verde grisáceas. Sólo en estos puntos es posible identificar estructuras “swaley” a techo del término arenoso.

De los datos reseñados: superficie inferior erosiva, acúmulo de fósiles en el término basal, granoclasificación y estratificación ondulada a techo, puede deducirse que este tramo son depósitos de tempestad.

Su mala estructuración interna, con ausencia de “hummocky” y su posición estratigráfica entre facies asimilables a barras arenosas submareales y de canales tidales, parecen indicativos de que este tramo, con gran continuidad lateral, responde al depósito de un período de dominio de tormentas en zonas internas (playas y *sand ridges*) de la plataforma siliciclástica mesomareal en la que se deposita esta unidad cartográfica.

Las muestras recogidas son monoespecíficas del taxón *Eoparaphorhynchus cf. triaequalis*. Se conocía su presencia en Sierra Morena Oriental por ejemplares de museo estudiados por PARDO ALONSO, M.V. (1997, inédito). Por la presencia de esta subespecie, la edad de la muestra es Fameniense Inferior.

La importancia del hallazgo, aparte de las connotaciones paleobiogeográficas, reside en su presencia ligada a facies cuarcíticas y ferruginosas, mientras que las rocas contemporáneas de la región de Almadén (Fm. Guadalmez) consisten en pelitas con nódulos y fauna típica de ambientes más abiertos y profundos. Este hecho constituye un argumento más sobre la presencia, en esta zona, del borde de la cuenca devónica del dominio meridional de la Zona Centroibérica.

2.5.- CARBONÍFERO

En el área del Proyecto, los materiales atribuidos al Carbonífero, se encuadran en dos unidades litológicas muy diferentes, a saber:

- En el área meridional, y exclusivamente en el ámbito de la Hoja nº 886 (Beas de Segura), en discordancia con las series devónicas infrayacentes, aflora una potente sucesión heterolítica con alternancia de areniscas y lutitas que se atribuye al Carbonífero inferior en facies Culm.
- Por otra parte, y en el sector noroccidental de la Hoja nº 864 (Venta de los Santos), en las proximidades del Cortijo El Cerrajero, se han localizado una serie de pequeños afloramientos en los que en discordancia angular y erosiva sobre los materiales del Ordovícico Medio, se encuentran unos conglomerados, areniscas y fangolitas que se han atribuido al Carbonífero Superior.

2.5.1.- CONGLOMERADOS, ARENISCAS CON GRAVA, ARENISCAS, LIMOLITAS Y LUTITAS. CARBONÍFERO INFERIOR-"FACIES CULM"

Los afloramientos de esta serie son de mala calidad, lo que unido a la fuerte tectonización de esta unidad, ha imposibilitado realizar series estratigráficas de detalle sobre las que basar una descripción pormenorizada.

De los recorridos de campo y de numerosas observaciones puntuales, los tipos litológicos fundamentales serían:

- a) El nivel basal de esta unidad está constituido por conglomerados clastosoportados polimícticos (cuarcitas, cuarzo, liditas, pizarras) con tamaños entre 0,5 cm y 10 cm, de subredondeados a subángulosos. Cuando el espesor del paquete basal es mayor de un metro, como ocurre en el sector noroccidental en los límites con la Hoja nº 885 (Santisteban del Puerto), presentan una estructuración interna con un tramo masivo seguido por un tramo con gradación normal, acompañada por una disminución progresiva del contenido en clastos (*coarse-tail-grading*), a la vez que el tamaño de grano de la matriz se hace sensiblemente menor.

Lateralmente, esta facies pasa a areniscas (grauvacas), de grano medio a grueso, con cantos de grava dispersos, tapizados por un intervalo de limolitas y/o lutitas negras.

Tienen un intervalo basal masivo caracterizado por la presencia de estructuras de escape de agua y de carga e inyección. Este intervalo puede ocupar todo el espesor de la capa, si bien es frecuente que los últimos centímetros son los términos más diluidos, correspondiente a los intervalos de granoclasificación positiva (T_a), laminación paralela (T_b) y de ripples (T_c).

Los términos de decantación (T_d y T_e) normalmente han sido erosionados, dándose amalgamación en estos bancos. Se corresponderán con la facies F5 de MUTTI, E. (*op.cit.*).

En este tramo, las capas de conglomerados muestran base erosiva y fuertemente canaliforme, en paso a bases erosivas de gran extensión horizontal y relieve muy bajo, con tendencia a planas, en el caso de las grauvacas con cantos como término basal.

Los conglomerados clasto soportados se producen por flujos hiperconcentrados, MUTTI, E. (1992) o debris flows con regímenes de flujo cercanos a los "*grains flows*", formados por la progresiva dilución de "*debris flows*" cohesivos. Transportan una carga marcadamente heterogénea (cantos-arena-fango), en la que el soporte de los granos de mayor tamaño, se produce por presión dispersiva, LOWE (1982).

El depósito se produce por desaceleración del flujo por debajo de los límites necesarios para mantener la presión dispersiva, sedimentando la carga en suspensión. El flujo residual, tras la descarga del material grueso, puede re TRABAJAR lo ya depositado generando laminación paralela o de ripples en el techo de la capa.

b) El resto de la serie está constituido por alternancias arenisca/pelita, en los que la relación varía de 3/1 a 1/5. En este caso pueden reseñarse dos subfacies:

b1) La subfacies con relación arena/pelita >1 , son secuencias decimétricas constituidas por grauvacas de grano medio-fino, con geometría plano paralela o débilmente erosiva que internamente presentan un intervalo basal de grano clasificación normal bien definido (T_a), sobre el que se disponen los términos más diluidos, correspondientes a los intervalos de laminación paralela (T_b), laminación de ripples (T_c) y los intervalos de decantación (T_d y T_e).

b2) La subfacies con relación arena/pelita <1 , son secuencias elementales de orden decimétrico a centimétrico con geometría planoparalela muy marcada, y techos ligeramente ondulados, en las que el término inferior son grauvacas de grano fino a muy fino con laminación paralela (T_b), seguido del término de laminación de ripples (T_c) y los intervalos de decantación muy bien desarrollados (T_d y T_e). En los tramos medios y altos de esta unidad, los acúmulos de esta secuencia (F9) están muy desarrollados, pudiéndose observar en los depósitos limo arcillosos, secuencias similares a las propuestas por STOW y SHANMUGAN (1980), que subdividen los intervalos de decantación T_d y T_e , BOUMA, A.H. (1962) en nueve intervalos de T_0 a T_8 .

Finalmente, en el puente sobre el río Guadalimar, de la comarcal 3210, hay un afloramiento de grauvacas de grano medio con base fuertemente canaliforme y espesor entre 5 a 7 m. Su continuidad lateral no es observable, toda vez que son recubiertas por los depósitos triásicos. Esta secuencia positiva, de relleno de canal, en algún punto, se observa que se encaja erosivamente sobre un banco de grauvacas masivas con gradación inversa.

Representarían los rellenos de los canales alimentadores de las facies de lóbulo en su zona más apical o de enraizamiento en plataforma-talud.

El conjunto de facies descritas, para el Culm aflorante en el ámbito de este estudio, parecen ordenarse, en megasecuencias grano y estratocrecientes, que a su vez constituyen un ciclo mayor que culmina con las grauvacas masivas, seguido de un cortejo de macrosecuencia granodecrescientes que en principio conformarían un ciclo de iguales características.

Cada megasecuencia negativa y su conjunto constitutivo del ciclo grano y estratocreciente, se estructura con facies de pizarras negras y grauvacas de grano fino a muy fino, con laminación paralela muy marcada, como depósitos correspondientes a cuenca y lóbulo externo, pasando hacia techo a facies de lóbulo y franja de lóbulo en las grauvacas de grano medio-groeso con intervalo (T_a) bien desarrollado y gradación normal y, finalmente a facies de relleno de canal en los cuerpos amalgamados de conglomerados con gradación negativa. La evolución de la agradación vertical de estas megasecuencias en el ciclo negativo, se realiza con pérdida paulatina de términos finos, no tanto en su representación como en su espesor.

Las secuencias positivas son indicativas de una retrogradación del sistema, en la cual de nuevo se pasaría de forma paulatina a términos de cuenca.

Este modelo de organización cíclica podría explicarse por una evolución desde Sistemas Turbidíticos de Tipo I o II de alta eficacia de transporte, MUTTI, E. (*op.cit.*), a un sistema de Tipo III (baja eficacia) en el que el predominio corresponde a las facies fangosas en las que se insertan pequeños canales aislados y restringidos a los sectores proximales del sistema, de tal forma que hacia cuenca, las secuencias turbidíticas F9 son difícilmente diferenciables de los depósitos de cuenca.

Los datos disponibles en esta área no permite integrar estos depósitos en la secuencia deposicional del ciclo Carbonífero a nivel regional.

Las muestras tomadas son grauvacas con cantos de cuarzo, y cuarcita de tamaño grava dispersos. Los cantos líticos son esencialmente de cuarcitas y pizarras, con

porcentajes de feldespatos inferiores al 2%, abundante mica blanca, y sulfuros. La matriz es sericítica y el cemento silíceo.

En las pizarras negras se han tomado muestras para polen. En ellas, la materia orgánica se encuentra completamente carbonizada y opaca. Los tratamientos de oxidación aplicados no dieron resultado, salvo en el caso de algunos fragmentos leñosos. El grado de maduración es, por lo tanto, muy elevado, pero sin llegar a valores extremos, ya que, aunque opaca, todavía se aprecian en los bordes de algunos fragmentos tonalidades marrón oscuro. Esta propiedad óptica significa que la paleotemperatura, habría estado entre los 170 y los 180°C.

Los poros areolados de los tejidos leñosos son característicos de las coníferas. El registro bioestratigráfico más antiguo en el que se ha visto esta estructura es del Devónico superior más alto. Con este único dato, solamente se puede establecer una edad mínima que sería del Devónico superior más alto.

Con estos datos y la correlación de unidades litológicas a nivel regional, atribuimos estos sedimentos al Carbonífero Inferior (*sensu lato*).

2.5.2.- CONGLOMERADOS, ARENISCAS Y FANGOLITAS. CARBONÍFERO SUPERIOR

En las proximidades del Cortijo del Cerrajero, sector noroccidental de la Hoja nº 864, y en ambos márgenes del río Guadalén, se han localizado unos pequeños afloramientos constituidos esencialmente por conglomerados con areniscas y fangolitas como litologías subordinadas. El conjunto está en discordancia angular y erosiva sobre las unidades del Ordovícico Medio (Formación "Alternancias El Caño").

Esta unidad litológica está constituida por un paquete de conglomerados clasto-soportados, masivos, polimícticos que hacia techo muestran una cierta estratificación marcada por cicatrices erosivas y por horizontes de cantos de diferentes tamaños, así como por escasas intercalaciones de siliciclásticos de tamaño arena-fango.

Los cantos muestran un espectro dominado por las areniscas cuarcíticas, cuarcitas y pizarras, con un redondeamiento moderado (subanguloso a subredondeado), una heterometría muy marcada con una moda en 8-10 cm y el centil en 45 cm.

Puntualmente, las capas de techo muestran una organización interna multiepisódica con numerosas cicatrices erosivas y amalgamaciones. En algún nivel, se observan depósitos residuales de cantos y estratificación cruzada a muy gran escala. El color de toda la unidad es gris a pardo.

La escasa organización interna de estos materiales y la ausencia de estructuras tractivas en los tramos basales, sugiere un transporte en masa mediante avenidas de flujos hiperconcentrados en áreas proximales de abanico aluvial, evolucionando hacia techo, a facies con características de depósitos de corrientes tractivas de origen fluvial, ligadas a relleno de canales trenzados en las zonas intermedias de dichos abanicos-aluviales; posiblemente en clima húmedo.

No se han observado restos fósiles, ya que las facies litológicas no son propicias para su preservación. Sin embargo, las muestras recogidas en los escasos sedimentos finos han sido determinantes en cuanto a la ubicación cronológica de esta unidad.

Las muestras son pobres en materia orgánica y el contenido en polen y esporas es muy escaso.

Existen dos tipos de maduración: a) muy baja, con esporas y polen de color amarillo anaranjado y b) otros fragmentos, sin forma definida, completamente opacos. La conservación de los primeros es bastante deficiente; las exinas se encuentran degradadas, tomando un aspecto granuloso; ello impide la observación de su estructura, lo que imposibilita la determinación de la mayoría de los especímenes; únicamente se consiguió identificar dos de ellas a nivel genérico. La coloración de las exinas de la materia orgánica del tipo a) se correlaciona con una paleotemperatura situada entre 65 y 80°C.

Se han determinado las siguientes especies: *Densosporites sp.*, *Laevigatosporites sp.*, Polen bisacado, Esporas no identificables.

Los géneros *Densosporites* y *Laevigatosporites* se extienden por todo el Carbonífero superior, a partir del Namuriense. Los primeros representantes de polen bisacado aparecen en el Westfaliense; por lo tanto la edad mínima de esta muestra sería Westfaliense. Sin embargo, el polen bisacado de esta muestra tiene una estructura alveolar bastante bien desarrollada, rasgo que empieza a aparecer en el Carbonífero más alto (Estefaniense y en el Pérmico). A pesar de ello, no es posible establecer una edad concreta para esta muestra, basándonos en el contenido palinológico. Se puede dar como probable una edad Carbonífero superior más alto.

En el ámbito regional de la Zona Surcentroibérica, estos pequeños afloramientos tienen una posición tectoestratigráfica similar a la cuenca de Puertollano, situada en áreas más occidentales.

3.- MESOZOICO

En el área del Proyecto, el registro sedimentario del Mesozoico aflorante se dispone en discordancia angular sobre las series paleozoicas del hiperciclo postCámbrico descritas.

En los materiales postCarboníferos, se han diferenciado distintas unidades sedimentarias atribuidas al Triás, Jurásico inferior y Medio, Cretácico, Terciario y Cuaternario, en las distintas Unidades Geológicas encuadradas en esta área: Cobertera tabular de la Meseta y Prebético Externo.

3.1.- TRIÁSICO

Los materiales Triásicos se disponen, mediante discordancia angular, sobre las series Paleozoicas, previamente deformadas por la Orogenia Hercínica y arrasadas durante los tiempos carboníferos y pérmicos.

El primero en citar el Triásico en la llanura manchega occidental fue CORTAZAR (1878) en el sector de Alcázar de San Juan. Posteriormente y hasta 1969, apenas aparecen referencias en la bibliografía. A partir de ahí cabe citar los trabajos de SÁNCHEZ CELA (1969 y 1971), SÁNCHEZ CELA y YAGÜE (1971), LÓPEZ GARRIDO (1969), LÓPEZ GARRIDO Y RODRÍGUEZ ESTRELLA (1970), VERA Y LÓPEZ GARRIDO (1971), LÓPEZ GARRIDO (1971), GARCÍA Y ÁLVARO (1974), TORVIZ *et al.* (1975), FERNÁNDEZ *et al.* (1976), SANTOS-FRANCÉS *et al.* (1976), FERNÁNDEZ (1977), YÉBENES *et al.* (1977), RODRÍGUEZ ESTRELLA (1978), BESEMS (1982), ENUSA (1983), FERNÁNDEZ (1984), RAMÍREZ MERINO (1985), MARQUEZ-ALIAGA *et al.* (1986), CÓRDOBA (1990), ALAFONT (1992), FERNÁNDEZ *et al.* (1994) y ENRESA (1997). A continuación se comentan brevemente algunos de los trabajos anteriores, especialmente aquellos cuyos planteamientos y/o conclusiones tienen más relación con el objeto del presente estudio.

En primer lugar se destacan los trabajos del MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA a escala 1:50.000 (2ª serie o MAGNA; IGME), relativos a las Hojas nºs 814 (Villanueva de la Fuente), 815 (Robledo) y 841 (Alcaraz) que limitan por el N, NE y E, respectivamente, con la de Bienvenida; y también a las Hojas nºs 786 (Manzanares), 787 (Alhambra) y 885 (Santisteban del Puerto), situadas al NE o SE de la misma.

En estos trabajos, el Triásico se divide en tres tramos: inferior, medio y superior. De éstos, sólo el tramo superior se atribuye con seguridad a las Facies Keuper, coincidiendo en este particular todos los autores de estos trabajos. En general, se piensa que el Trías en su conjunto responde a una facies atípica del Trías germánico, propia de borde de cuenca, muy detrítica y azoica y, por tanto, sin presencia de las facies carbonáticas del Muschelkalk.

De hecho, en la Hoja de Alcaraz (nº 841), RODRÍGUEZ (1978) establece una correlación lateral entre las potentes areniscas del tramo medio y las citadas facies carbonáticas del Muschelkalk que afloran en zonas más internas de la cuenca (v. gr. Bogarra), atribuyendo también al Muschelkalk la casi totalidad del tramo (detrítico) inferior y, al Pérmico, la brecha basal cuarcítica, de lo que se desprendería que el Buntsandstein no estaría representado en el área de estudio.

Por el contrario, ORVIZ *et al.*, (1975) en la Hoja de Santisteban del Puerto, atribuyen al Buntsandstein la mayor parte de la serie Triásica, salvo el tramo superior que pertenecería al Keuper, como ya se ha indicado anteriormente. Y, análogamente, RODRÍGUEZ MERINO (1985), en la Hoja de Manzanares atribuye al Buntsandstein y Muschelkalk la mayor parte de la serie que en este último caso, y como se dirá más adelante, probablemente pertenece exclusivamente al Keuper.

En segundo lugar cabe destacar los trabajos de exploración minera realizados en el ámbito de la Hoja y áreas adyacentes por ENUSA (1983). El autor de este trabajo, J.L. SERCH divide el Triásico en cuatro tramos o unidades: Tramo 1 o Unidad Sedimentaria basal, formada casi exclusivamente por conglomerados y, en menor medida, por areniscas que rellenan canales; Tramo 2 o Unidad fluvial inferior; Tramo

3 o Unidad fluvial superior; y Tramo 4 o Unidad lacustre evaporítica. El tramo 1 es atribuido al Buntsandstein; los tramos 2 y 3, al Muschelkalk; y el tramo 4, al Keuper. Como puede verse, este planteamiento está bastante próximo al de RODRÍGUEZ ESTRELLA (1978) ya expuesto anteriormente.

En tercer lugar, FERNÁNDEZ *et al.* (1994) diferencian en el Triásico de la región de Siles-Alcaraz (borde de la Meseta y transición a la Zona Prebética) materiales del Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper. Dentro del Buntsandstein distinguen tres unidades, de muro a techo: Unidad conglomerática basal, Unidad lutítica y Unidad lutítica con bancos de areniscas. El Muschelkalk lo dividen hasta en tres bancos de carbonatos (siendo el superior más expansivo y el que se acuña más próximo a la Meseta) separados por lutitas con niveles arenosos. Y, en fin, dentro del Keuper, diferencian cinco unidades (K1, K2, K3, K4 y K5) que identifican con las definidas anteriormente por ORTÍ (1974).

Dentro del área de estudio, FERNÁNDEZ *et al.* (1994) afirman, al igual de lo ya comentado para el informe de ENUSA (1983), que no están presentes las facies carbonáticas del Muschelkalk y que, por el contrario, existe un gran desarrollo de las facies Buntsandstein, sobre las que se superponen directamente las facies Keuper, por lo cual se trataría de un Trías típico de facies de "capas rojas" (*red beds*). De acuerdo con la correlación secuencial que estos autores establecen, los supuestos tres niveles carbonados del Muschelkalk de Hornos-Siles citados más arriba, junto con sus dos respectivas intercalaciones lutíticas, cambiarían lateralmente de facies, en el área de estudio, a las facies terrígenas de la citada Unidad lutítica con bancos de areniscas.

Finalmente, y en cuarto lugar, JEREZ, F. en el informe ENRESA (1997), identifica en el Triásico del borde SE de la Meseta en general (región de Linares-Alcaraz de San Juan), ocho unidades litoestratigráficas, a saber: Unidad conglomerática basal o Buntsandstein (B), Unidad lutítica inferior o Muschelkalk medio (MII), Unidad carbonática o Muschelkalk superior (MIII), Formación K1, Formación K2, Formación

K3, Formación K4 y Formación K5, observando que en la Hoja de Bienservida (nº 840) apenas aflora esta última.

En este Proyecto se pone claramente de manifiesto por primera vez, en esta zona del borde SE de la Meseta, la presencia de capas carbonáticas marinas indudablemente correlacionables con las facies análogas del Muschelkalk superior (Ladiniense superior) que se encuentran bien desarrolladas en áreas próximas más internas (v. gr. Hornos-Siles), diferenciándose tanto estratigráficamente como cartográficamente una nueva unidad litoestratigráfica (Unidad carbonática) del rango de la formación. Además, y a raíz de este nuevo hecho, se propone una reorganización, tanto en la vertical como espacialmente, de los límites del resto de las unidades, (Unidades litoestratigráficas o unidades de facies con referencia cronoestratigráfica) establecidas anteriormente por otros autores, lo cual conlleva importantes modificaciones en el modelo paleogeográfico.

Así, entre los hechos más significativos, que se ponen a su vez de manifiesto como consecuencia de dicha reorganización, está el de que a partir del paralelo de Alcaraz hacia el Norte, la serie Triásica aflorante conocida como "facies de capas rojas del borde de la Meseta" está representada, en la mayoría de los puntos, exclusivamente por el Keuper, el cual se encuentra apoyado directamente sobre el Paleozoico (Hojas n^{os} 787, 813 y 839), lo cual sugiere una mayor expansividad de este último hacia el interior del continente (Meseta) con respecto a los depósitos del Buntsandstein y Muschelkalk.

3.1.1.- CONGLOMERADOS, ARENISCAS CON GRAVA Y LUTITAS

Facies Buntsandstein

En discordancia angular y con una superficie erosiva muy acusada sobre los materiales del paleozoico, se tiene un conjunto siliciclástico de composición generalmente conglomerática.

Esta unidad aflora hacia el centro y SO de la Hoja nº 840, bordeando al Paleozoico de la Sierra de Relumbrar, en el sector centro oriental de la Hoja nº 839 (Torre de Juan Abad) entre Villamanrique y Puebla del Príncipe, y a lo largo del borde meridional del Paleozoico desde Arroyo del Ojanjo hasta la Venta de los Santos en la Hoja nº 864.

Debido a su particular litología, esta unidad es muy resistente a la erosión por lo que, a menudo, suele dar resaltes diferenciales. Su espesor varía desde métrico hasta un máximo de 20 m en la Hoja nº 839.

Litológicamente se trata de conglomerados y gravas de cantos de cuarcita y cuarzo, clasto-soportados, de tamaño entre 0,5-2,5 cm y subredondeados. La matriz escasa es arenoso-lutítica, de colores verde y violeta, respectivamente.

En general son masivos, en los tramos basales a grosera, gradación positiva hacia techo.

Las areniscas de la matriz están compuestas por granos de cuarzo con cemento carbonatado y/o ferruginoso, aunque las muestras recogidas se han desecho en el laboratorio al intentar obtener lámina delgada.

Los afloramientos de la Puebla del Príncipe, en la Hoja de Torre de Juan Abad, son relativamente más potentes, y presentan importantes carbonataciones hacia techo de la unidad conglomerática. Este hecho también se ha constatado en el borde meridional del Paleozoico en la transversal de Venta de Santos a Chiclana.

Desde el punto de vista sedimentológico, la organización de la unidad, en su conjunto, consiste en una serie de secuencias de 1-1,5 m de espesor, positivas o "*fining-upward*" (F.U.S.). La facies predominante es de conglomerados masivos, con cantos imbricados y matriz arcillosa. Generalmente, en la evolución vertical, presenta estratificación cruzada de gran escala, planar y/o de surco.

La organización secuencial anterior, en su conjunto, indica una disminución de energía hacia techo.

El ambiente sedimentario corresponde a abanicos aluviales sobre los que se instala un sistema de canales trenzados (ríos "*braided*"), los cuales migran desde posiciones proximales a posiciones medias, repitiéndose, para cada macrosecuencia, este movimiento de aproximación-alejamiento de los canales respecto de la cabecera de los abanicos. Anteriormente esta unidad se ha interpretado como coluviones formados por una intensa etapa de alteración climática responsable de la rubefacción del zócalo FERNÁNDEZ Y GIL (1989), o bien como correspondiente a pequeños abanicos aluviales o depósitos de ríos "*braided*" FERNÁNDEZ (1984).

La unidad es azoica. Basándose en la correlación con unidades de similares características litológicas y sedimentológicas, y análoga posición estratigráfica relativa ("Facies Buntsandstein"), definidas en la Cordillera Ibérica (v. gr. Formación Conglomerados de la Hoz del Gallo -RAMOS, 1979-), la edad sería básicamente Scythiense (Triásico inferior) aunque dicha facies abarca, en edad, desde el Thuringiense (Pérmico superior) hasta el Anisiense (Triásico medio).

3.1.2.- DOLOMIAS CON O SIN CANTOS Y CONGLOMERADOS CON CEMENTO DOLOMÍTICO

Muschelkalk medio

Esta unidad aflora exclusivamente en la mitad meridional de la Hoja nº 840 (Bienservida), desde el paralelo de Villapalacios hacia el Sur y, principalmente en el cuadrante suroccidental de la misma, aunque sólo es practicable su cartografía y ello, exagerando su representación en el mapa, en algunos puntos muy concretos de dicho cuadrante, y en puntos muy concretos del sector de Villamanrique a Puebla del Príncipe, Hoja nº 839 (Torre de Juan Abad) y entre Venta de los Santos y Chiclana de Segura en la Hoja nº 864 (Venta de los Santos).

La máxima potencia se encuentra en la carretera de Albaladejo a El Moralico (Hoja nº 840), a menos de 1 Km al Sureste del Cortijo de Berzares, ya en la proximidad del río Guadalmena, donde alcanza varios metros de espesor y donde los carbonatos se encuentran mejor desarrollados. La dificultad aludida más arriba respecto de su cartografía es debida principalmente a este pequeño espesor acabado de comentar así como a la escasa continuidad de sus afloramientos. Por lo general su espesor varía en las demás localidades entre 1 a 1,5 m.

La litología consiste en dolomías con estratificación generalmente subtabular, aunque en ocasiones son masivas, de color marrón-amarillento, con o sin cantos, que pasan hacia arriba y lateralmente a conglomerados de cantos de cuarcita y cuarzo muy cementados (cemento dolomítico).

Petrográficamente, las dolomías son dolomicritas o bien dolomicrosparitas que, en este último caso, aparecen como depósitos zonados, gradados y con estructuras estromatoides reemplazadas total o parcialmente por calcedonia en núcleos orbiculares con textura fibrosa radial.

El ambiente sedimentario correspondiente sería lacustre (carbonatado-terrágeno, carbonatado-evaporítico o evaporítico-salino) y podría corresponder a una zona supramareal de una llanura de mareas.

El contacto de muro de la unidad es generalmente muy neto, hecho que aboga a favor de cierta independencia genética de esta unidad respecto de la anterior (conglomerados de las Facies Buntsandstein). Al respecto es de interés el señalar que en el afloramiento ya citado del SO de la Puebla del Príncipe afloran unas capas dolomíticas tableadas que se encuentran por encima de los niveles de carbonatos masivos con cantos.

A techo, el contacto suele ser transicional, aunque a veces, como ocurre en el afloramiento citado de la carretera de Albaladejo a El Moralico, dicho contacto es también neto e irregular y viene además remarcado por un microconglomerado de

granos de cuarzo y cemento ferruginoso, de color marrón muy oscuro y espesor centimétrico a decimétrico.

No se han encontrado restos fósiles en esta unidad. Sin embargo, JEREZ, F. (en ENRESA, 1997) cita huellas de reptiles inclasificadas, a escasamente 500 m al Sureste del Cortijo de Millán (NO de Génave) en un nivel dolomítico perfectamente correlacionable con esta unidad. Dado el pequeño espesor de esta unidad y el hecho de que la misma se relaciona genéticamente más bien con la unidad lutítica a tratar en el apartado siguiente su edad se considera asimilable a la de esta última (es decir, Ladiniense inferior), la cual será tratada en dicho apartado. Conviene añadir al respecto que, en la base de dicha unidad lutítica, en áreas próximas y más internas, ya dentro del Prebético, afloran importantes niveles de yeso que podrían correlacionarse lateralmente con esta unidad, tal y como se desprende del último trabajo citado.

3.1.3.- LUTITAS GRIS OSCURO CON INTERCALACIONES DE CARBONATOS

Muschelkalk medio

Esta unidad se ha podido diferenciar cartográficamente sólo en la mitad oriental de la Hoja nº 840 (Bienservida), así como en el borde meridional de esta última. Dicha unidad se extiende bordeando a los conglomerados de la "Facies Buntsandstein", por encima de los mismos. Se ha estudiado en las inmediaciones de los arroyos de las Cañadillas y de la Mesta, al O y SE de Villapalacios, donde su espesor es de 25 m, el cual se considera bastante representativo dentro del ámbito de esta Hoja.

Litológicamente está compuesta por lutitas de color gris verdoso muy oscuro, debido a la presencia de materia orgánica, con intercalaciones de 5 a 50 cm de espesor (progresivamente más finas hacia techo) de dolomías grises tableadas con laminaciones, paralela y algal estromatolítica, e impregnaciones de limonita y azufre. Lateralmente se ha observado la presencia de yesoarenitas hacia el techo de la unidad.

En lámina delgada esos niveles de carbonatos consisten en dolomicritas y dolosparitas que, en los niveles más basales presentan un cierto contenido de siliciclásticos de grano muy fino (20% de cuarzo, 2% de feldespatos y 13 % de fragmentos de rocas) disminuyendo rápidamente (hasta un 1%) los mismos hacia techo. En una muestra tomada prácticamente en la base de la unidad, se puede observar una homometría del tamaño de grano de los carbonatos que sería indicativa de un depósito dolomítico original con siliciclásticos procedentes de un área madre metamórfica. En otra muestra de carbonatos de la parte media de la unidad se puede observar una sedimentación siliciclástica-carbonatada con secuencias del orden de 1-2 mm y estructuras geopetales (*microcodium*). Finalmente, en los niveles de la parte superior se observan dolosparitas con heterometría de grano y estructuras cupuliformes (estromatolitos), que alcanzan una altura de hasta 10 cm en una determinada capa.

El paso entre unidades es transicional aunque con cambio rápido en relación con la unidad dolomítica inferior, y un contacto neto respecto de los conglomerados de la "Facies Buntsandstein".

El ambiente sedimentario sería lacustre (carbonatado-terrágeno) y podría corresponder, como en el caso de la unidad dolomítica inferior a una zona supramareal de una llanura de mareas. FERNÁNDEZ *et al.* (1994) lo relacionan con lagos someros en conexión con sistemas de "*alluvial fan-sand flat-playa lake*".

Por otro lado, del análisis palinológico de una muestra recogida en la parte alta de la unidad, se desprenden las siguientes observaciones de carácter paleoecológico: a) el dominio del polen de coníferas sobre las esporas procedentes de pteridofitas, siendo estas últimas plantas que requieren un ambiente húmedo o bien un nivel freático elevado para su desarrollo, indica un clima árido; b) la presencia de *Triadispora* indica una llanura aluvial árida o un ambiente costero (VISSCHER *et al.*, 1994); c) la ausencia de acritarcos indica un ambiente continental y d) la presencia de fragmentos de cutículas vegetales de tamaño relativamente grande indica un

transporte corto, es decir, estos vegetales se producían en las áreas próximas a la cuenca sedimentaria.

Con todas las precauciones debidas al desconocimiento de otro tipo de datos, los datos palinológicos señalan un ambiente sedimentario de carácter continental que podría ser una llanura aluvial árida o bien un lagoon desconectado de las corrientes oceánicas.

En cuanto a la correlación litoestratigráfica con otras unidades del mismo tipo establecidas en trabajos anteriores sobre el área de la Hoja, la presente unidad se identifica con la parte inferior de la "Unidad lutítica" de FERNÁNDEZ *et al.* (*op.cit.*), unidad que se adscribe al "Buntsandstein" por parte de este autor. La edad de esta última unidad, según afirman FERNÁNDEZ *et al.* (1994), posiblemente basándose en datos de polen, sería Ladiniense inferior.

Por otro lado, basándonos en la correlación con unidades de características litoestratigráficas y posición estratigráfica relativa "Muschelkalk medio", es decir inmediatamente por debajo del "Muschelkalk superior") similares, definidas en la Cordillera Ibérica (v. gr., con la parte inferior de la "Formación Limos y Areniscas abigarradas de Torete" -RAMOS, 1979-), la edad sería Ladiniense, como se deduce de las asociaciones palinológicas encontradas (RAMOS, *op.cit.*).

En lámina delgada no se han observado restos claros de fósiles, salvo dudosos oncooides lagales.

Por último, de dos muestras para análisis palinológico recogidas, respectivamente en las partes baja y alta de la unidad la de la parte baja ha dado un resultado negativo, en tanto que la de la parte alta ha suministrado las siguientes especies de polen y esporas: *Kuglerina meieri*, *Triadispora plicata*, *Triadispora crassa*, *Pyramidosporites traversei*, *Enzonasporites leschikii*, *Alisporites* sp., *Ovalipollis pseudoalatus*, *Staurosacites quadrifolius*, *Aratrisporites* sp., *Partitisporites tenebrosus*, *Duplicisporites granulatus* y esporas triletas indeterminadas.

La presencia de *Ovalipollis*, *Triadispora plicata* y *Diplicisporites granulatus* indican una edad mínima Ladiniense inferior. La ausencia de formas que aparecen en la parte alta del Ladiniense y la escasez de dos de los tres elementos citados al principio, *Ovdipollis* y *Duplicisporites granulatus*, los cuales se hacen muy abundantes a lo largo del Ladiniense medio y superior confirman una edad Ladiniense inferior.

3.1.4.- LUTITAS ROJO-VIOLÁCEO Y ARENISCAS

Muschelkalk medio

Esta unidad, al igual que la anterior, se ha podido diferenciar únicamente en la mitad oriental de la Hoja nº 840 (Bienservida), así como en el borde meridional de la misma. La unidad se extiende bordeando a las lutitas gris oscuro de la unidad anterior, por encima de las mismas.

Se ha estudiado en la margen meridional del Arroyo de la Mesta, al SE de Villapalacios, donde tiene un espesor de 12 m que se considera representativo del conjunto de la unidad.

La litología consta de lutitas rojo-violáceo o rojo-oscuro con niveles de areniscas en su parte media y de lutitas gris verdoso en la parte superior. Presenta además, intercalaciones centimétricas de carbonatos y, en su parte inferior, de niveles asimismo centimétricos de costras de agregados de cristales de yeso. Las areniscas son de color verde, micáceas, compuestas de granos de cuarzo y estratificadas en bancos de 20 a 50 cm de espesor por lo general, destacando el más inferior de todos estos que puede alcanzar los 80 cm y que es, a su vez, el de mayor extensión. Los niveles de areniscas son subtabulares, se acuñan con relativa rapidez y presentan estratificación cruzada planar de ángulo muy bajo.

Al microscopio las areniscas se presentan formadas principalmente por cuarzo (40%) y, en menor medida, feldespato (14%) acompañados a menudo por una

pequeña proporción de mica y, a veces, por fragmentos de roca y matriz, asimismo en escasa proporción.

En el muro de la unidad el cambio es transicional con la unidad de lutitas gris oscuro sobre las que siempre se apoya.

Desde el punto de vista sedimentológico la organización de la unidad consiste en varias secuencias de hasta 5 m de espesor, de arenisca-lutita roja-lutita gris-carbonato. Un nivel de carbonatos de la parte superior de la unidad presenta restos fósiles fosfatizados de estructura planar que se ordenan según la S_0 .

El ambiente sedimentario parece evolucionar, de abajo a arriba de la unidad, desde depósitos de llanura arenosa y ríos “*braided*”, situados posiblemente en una zona de delta hasta los propios de una plataforma interna, indicando probablemente el inicio de una transgresión.

Dentro del ámbito de la Hoja, esta unidad se correlaciona con la mitad superior de la “Unidad lutítica” de FERNÁNDEZ *et al.* (*op.cit.*). Fuera del mismo, la misma unidad se correlaciona con la parte superior de la “Formación Limos y Areniscas abigarradas de Torete” (RAMOS, 1979), de edad Ladiniense como ya se indicó en el apartado anterior.

En lámina delgada, los escasos restos fósiles observados corresponden a ostrácodos y pelecípedos (*¿Halobia?* y *¿Daonellas?*), asimilables a la facies muschelkalk.

La edad de esta unidad, situada estratigráficamente entre la anterior y la del Muschelkalk superior, ambas datadas con muestras de polen, se considera como Ladiniense inferior-medio.

3.1.5.- LUTITAS GRISES Y ROJAS, ARENISCAS Y CONGLOMERADOS

Esta unidad constituye en realidad un término comprensivo de las dos unidades anteriores, allí donde existe cierta dificultad para la separación cartográfica de ambas, que es la norma general en el área del Proyecto, dentro de las Hojas n^{os} 839, 840 y 864. No obstante lo anterior, la unidad también podría ser considerada, hasta cierto punto, y principalmente por lo que atañe a la parte inferior de la misma, como un cambio lateral de facies del conjunto de aquellas dos unidades.

La unidad ha sido diferenciada cartográficamente sólo en la mitad occidental de la Hoja, salvo excepción (v. gr. al O. de Reolid, en la zona de confluencia de los ríos Salobre y Guadalmena).

La diferencia más relevante de esta unidad con respecto al conjunto de las dos anteriores reside en la presencia, en la base de la unidad, de paleocanales rellenos de areniscas y conglomerados, los cuales adquieren mayor relevancia al Norte y Oeste, sector de Villamanrique a Puebla del Príncipe, Hoja n^o 839. Al respecto conviene poner de relieve que, en el citado afloramiento del SO de la Puebla del Príncipe afloran unos conglomerados que podrían corresponder a los de esta unidad y que se encuentran por encima, tanto de los conglomerados con carbonataciones de la parte alta de la "Facies Buntsandstein" como de las capas dolomíticas tableadas ya citadas anteriormente que coronan a estos últimos.

Dada la relativa convergencia de facies de la base de esta unidad con respecto a los conglomerados de la "Facies Buntsandstein" sobre los que la misma se apoya, resulta difícil de apreciar la verdadera naturaleza del paso entre ambas, el cual, lógicamente y al menos a primera vista, se interpretaría como transicional.

En este sector de la Hoja n^o 839, sobre la unidad carbonatada y en parte como cambio lateral, la serie continúa con conglomerados clasto soportados con grosera granoclasificación y matriz arenosa lutítica escasa de color verde, a veces llamativo.

La serie continúa con secuencias métricas granodecrecientes (F.U.S.) separadas por láminas a capas decimétricas de lutitas carbonatadas rojo vinoso. Cada secuencia tiene un conglomerado basal clasto soportado con moda en 5 a 6 cm y con cantos de cuarcita redondeados como componente prioritario. La matriz arenosa es de color verdoso a amarillento rojizo, según se sube en la serie. Los términos de techo de las secuencias son gravas arenosas a arenas con grava con estratificación cruzada en surco, de media escala en paso a arenas de grano medio con laminación cruzada de ripples. Las direcciones de aporte medidas varían de Norte-Sur en N15°, por tanto, subperpendiculares al relieve paleozoico próximo.

Las características litoestratigráficas de este tramo se corresponden con depósitos originados por corrientes densas con depósitos de tamiz, en zonas apicales de abanicos aluviales para los conglomerados masivos o con cantos imbricados en paso a depósitos de barcas de ríos "braided" en áreas más distales del abanico aluvial para las secuencias "*fining up ward*" (F.U.S.) con intercapas lutítico carbonatadas.

En la evolución vertical del tramo pueden encontrarse dos situaciones de afloramiento.

De forma puntual, aunque muy llamativa por su color, se observa algún itinerario al este de Puebla del Príncipe (Hoja nº 839), un tramo de lutitas grises, de corte fresco, muy blancas por alteración, con fractura concoide, con láminas y capas centimétricas de dolomicritas grises con laminación paralela y porosidad fenetral muy marcada. A techo de este tramo blanco, normalmente hay una capa nodulizada de tipo siderolítica. La continuidad lateral de este tramo es escasa, aunque en la Hoja nº 840 (Bienservida), es posible cartografiarlo como ya se ha descrito.

Sobre el tramo de conglomerados y sobre o en paso lateral del tramo de margas y carbonatos blancos, la serie continúa con una alternancia de areniscas y lutitas de colores rojo vinoso a violáceo. Este tramo, cuando se estructura en secuencias grano decrecientes de orden métrico a decamétrico en la que la relación arena/lutita

varía de próxima a la unidad a 1/5 hacia techo. Estas secuencias tienen un término inferior en areniscas grises a verdosas, con base de erosiva en las capas inferiores a planoparalela, según se sube en la serie. Cuando se tiene como referencia el tramo blanco sobre los carbonatos, el primer banco de areniscas muestra una base erosiva con lag de grava, estratificación cruzada en surco, cicatrices de acreción lateral y techo en areniscas con ripples de interferencia. Este banco tiene una gran continuidad lateral.

El resto de las capas de arenisca suelen tener una base débilmente erosiva a planoparalela, estratificación cruzada de pequeña escala y laminación de ripples muy frecuente, así como bioturbación a veces muy intensa.

Los términos lutíticos son de colores rojos intensos, a veces violáceos con nódulos de aspecto ferromanganesíferos, y por lo general, carbonatocrecientes, de tal forma que es normal que todas las secuencias superiores finalicen con capas milimétricas a centimétricas de dolomicritas gris verdosas.

La petrografía de estas areniscas muestra una composición de arcosas y subarcosas con porcentajes de cuarzo entre el 40 a 50% de feldespato entre el 15 al 20%, y los fragmentos de roca < 5%. La matriz es sericítica y la mica blanca es el accesorio más abundante, acompañado de circón, turmalina y sulfuros.

El conjunto de los tramos descritos sobre los conglomerados y dolomías inferiores, cuyas características se han descrito, se corresponde con depósitos de llanura de inundación ("*flood plain*"), con red de canales de tipo trenzado en los que la influencia tidal se manifiesta de forma esporádica (ripples de interferencia) en los cuerpos de relleno de canal.

La presencia constante de carbonatos, tanto a nivel de tramo como término superior de todas las secuencias, es indicativo de que estos depósitos se encuentran en relación directa con medios lacustres, por lo que el tramo carbonatado es atribuible a

depósitos de playa-lake, y en las secuencias carbonato crecientes se tendría la representación de las facies de *sand flat-mud flat*-playa lake.

En el tramo de margas blancas que afloran al sur del Km 2 de la carretera de Puebla del Príncipe a Terrinches, se han tomado muestras para polen en las que se determina:

- ✓ la maduración de la materia orgánica es muy baja y la conservación de la exina es muy buena.

Muestra 21-33-IN-FL-9

Contenido Palinológico

Polen monosacado, bisacado, monosulcado y zonosulcado.

Esporas monoletas y triletas, a menudo agrupadas formando tétradas.

Fragmentos de cutículas y de vasos leñosos.

Maduración orgánica y conservación

La maduración orgánica es muy baja, del mismo rango que las muestras de la Hoja 22-33.

La conservación de la exina es muy buena, semejante a la que presenta la muestra 22-33-IN-FJ-01-06-Po1.

Esta muestra contiene una asociación bastante diversificada de polen de los tipos mencionados al principio y de esporas monoletas y triletas. Entre el polen domina la especie *Ovalipollis pseudoalatus*; entre las esporas *Aratrisporites* spp. es extraordinariamente importante. El conjunto de estos dos taxones es numéricamente más elevado que el resto de las especies.

Las especies encontradas son: *Triadispora plicata*, *Triadispora modesta*, *Samaropollenites speciosus*, *Sulcatisporites sp.*, *Taeniaporites sp.*, Monosacados indeterminados, *Ovalipollis pseudoalatus*, *Cycadopites sp.*, *Partitisporites novimundanus*, *Camerosporites secatus*, *Duplicisporites granulatus*, Tétradas abundantes, *Aratrisporites cf. paenulatus*, *Aratrisporites saturni*, *Aratrisporites strigosus*, *Aratrisporites ovatus*, *Leptolepidites sp.*, *Ciclogranisporites sp.*, Esporas triletas indeterminadas, Tétradas indeterminadas.

La presencia de *Ovalipollis pseudoalatus*, *Camerosporites secatus*, *Partitisporites novimundanus* y *Duplicisporites granulatus*, junto con el resto de las especies encontradas conforman una asociación característica del Ladiniense inferior.

Como observaciones de carácter paleoecológico puede reseñarse lo siguiente:

- ✓ La ausencia de acritarcos y de algas tasmanáceas indica una cuenca sedimentaria continental, o de transición sin comunicación efectiva con las corrientes oceánicas.
- ✓ Mayor abundancia y diversidad de las esporas triletas, aunque éstas siguen siendo componentes minoritarios de la asociación. Estas esporas proceden de pteridofitas, que en general requieren un ambiente húmedo o un nivel freático elevado. Dichas plantas podrían crecer en zonas encharcadas en las márgenes de un lago o en una llanura aluvial.
- ✓ La abundancia de tétradas de esporas, indica que las plantas que las producían se encontraban próximas a la cuenca sedimentaria, por lo que sufrieron un transporte muy corto ya que las tétradas tienden a disgregarse al ser liberadas de los esporangios.

Los datos palinológicos apuntan hacia un ambiente continental lacustre o palustre o bien una llanura aluvial.

Por tanto, la coincidencia de datos paleoecológicos y sedimentológicos es total, lo que, unido a la precisión cronológica aportada y confirmada en la Hoja nº 840 (Bienservida) con muestras tomadas en este tramo, como se reseñaba con anterioridad, concluye en una aportación de gran interés para el conocimiento del registro sedimentario triásico.

3.1.6.- LUTITAS GRIS-VERDOSO, MARGAS DOLOMÍTICAS Y DOLOMÍAS ARCILLOSAS

Muschelkalk superior-Keuper

Esta unidad aflora principalmente en la mitad oriental y también en el cuadrante noroccidental de la Hoja nº 840, en el sector de Villamanrique-Puebla del Príncipe, en la Hoja nº 839 y en el borde suroriental y central de la Hoja nº 864.

La unidad ha sido estudiada en el margen meridional del Arroyo de la Mesta, al SE de Villapalacios en la Hoja nº 840. Su espesor es de 13 m, siendo bastante constante dentro del ámbito de esta Hoja, si bien, como puede afirmarse en general para todas las unidades del Triásico de esta zona, la potencia aumenta gradualmente hacia el SE. Otra de las localidades donde mejor aflora esta unidad, es el Sinclinal que se tiene al sur de Puebla del Príncipe, en la Hoja nº 839. Finalmente, el corte que puede observarse a lo largo del ferrocarril abandonado en el sector sureste de la Hoja nº 864, es igualmente representativo de esta unidad litológica en el ámbito meridional del Proyecto. En estas dos últimas localidades, situadas al norte y sur del Paleozoico de Sierra Morena, el espesor es del orden de 9 y 10 m respectivamente.

La litología está representada en orden de mayor a menor importancia, por lutitas de color gris verdoso a veces con partículas de yeso fibroso, margas dolomíticas y dolomías arcillosas. El espesor de los niveles dolomíticos oscila entre 2 y 20 cm, aumentando en grosor hacia techo. En el tramo basal de la unidad, se observa un característico nivel de nódulos de yeso de hasta 10 cm de tamaño y de color rosado

que, aunque de manera discontinua, se reencuentra en diversos puntos a veces bastante alejados entre sí.

Petrográficamente, los niveles de carbonatos inferiores son dolomicritas con fósiles (12-20%) y algo de cuarzo (2-6%). Los fósiles se encuentran fosfatizados y consisten en restos de placas de equinodermos y briozoarios con aspecto de rodados. Los niveles de carbonatos superiores, en cambio, son dolomicritas sin fósiles o con muy escasos fragmentos de restos fósiles fosfatizados.

En cuanto al paso de una unidad a otra, el cambio es transicional desde la unidad de lutitas rojo-violáceo y areniscas sobre las que se apoya.

Desde el punto de vista sedimentológico, la organización de la unidad consiste en una serie de secuencias carbonato-crecientes con predominio de margas hacia la base y culminadas por niveles centimétricos o decimétricos de carbonatos.

Respecto al ambiente sedimentario, y a juzgar por los resultados de los análisis de láminas delgadas, parece haber dos partes diferenciadas. Así, en tanto que la parte inferior correspondería a un ambiente de plataforma interna, la parte superior refleja un ambiente lacustre-salino. Estas dos partes están separadas, cuando existe, por el nivel de nódulos de yeso, ya citado anteriormente, el cual podría adquirir así un carácter como marcador de una eventual discontinuidad estratigráfica. En cualquier caso y de acuerdo con los datos anteriores, la evolución de abajo a arriba de la unidad sería transgresiva-regresiva.

En lámina delgada, los fósiles observados, situados en la parte inferior de la unidad, corresponden a escasos restos de lamelibranquios y placas de equinodermos.

Por otro lado, del análisis palinológico de las muestras recogidas en esta unidad se desprenden las siguientes observaciones de carácter paleoecológico: a) la presencia de acritarcos, aunque escasa, indica un ambiente marino; b) la abundancia de polen, esporas y fragmentos de tejidos vegetales de procedencia continental nos indica un

ambiente proximal y c) el predominio del polen de coníferas sobre las esporas indica que se trata de un clima árido, donde predomina la vegetación xerofítica.

Desde el punto de vista litoestratigráfico, al menos la parte inferior de esta unidad es correlacionable con la unidad identificada como "Muschelkalk" por FERNÁNDEZ *et al.* (1994) en la zona de Hornos-Siles, cuyos datos bioestratigráficos (MÁRQUEZ *et al.*, 1986) permiten datarla como del Ladiniense superior. La parte superior de esta unidad podría pertenecer ya al Keuper (JEREZ, F. -en ENRESA, 1997-).

También, y desde el mismo punto de vista, al menos la mitad inferior de esta unidad se considera correlacionable con la "Formación Cañete" (LÓPEZ-GÓMEZ Y ARCHE, 1992 a) y con el conjunto de las "Formaciones Tramacastilla y Royuela" (PÉREZ-ARLUCEA, 1992), pertenecientes al Muschelkalk Superior de la Cordillera Ibérica y atribuidas por dichos autores al Ladiniense superior.

Dos muestras recogidas, respectivamente, en la parte media-baja y media-alta de la unidad han suministrado las siguientes asociaciones palinológicas.

La muestra de la parte media-baja ha suministrado las siguientes especies: *Triadispora plicata*, *Triadispora crassa*, *Alisporites* sp., *Striatites* sp., Bisacados indeterminados, *Heliosacus* sp., *Daughertispora chinleana*, Polen monosacado tipo A (sensu Besems 1982, sección de la Vegueta, Jaén, *Ovalipollis pseudoalatus*, *Kuglerina meieri*, *Staurosacites quadrifolius*, *Enzonalasporites vigenis*, *Granuloperculatipollis* sp., *Duplicisporites granulatus*, *Duplicisporites* sp., *Partitisporites novimundanus*, *Camerosporites secatus*, *Aratrisporites* sp., *Dictyophyllidites* sp., *Perotriletes* sp *Dictyotidium reticulatum*, *Mychrystridium* sp.

La presencia de *Enzonalasporites vigenis* y *Camerosporites secatus* indican una edad mínima Ladinisense medio-superior. La ausencia de *Patinasporites densus* y de *Vallasporites ignacii*, los cuales caracterizan la base del Karniense, restringe la edad máxima de esta primera muestra, que no llegaría por lo tanto al Karniense.

De acuerdo con el análisis palinológico, la edad de esta unidad sería Ladiniense medio-Carniense inferior.

La muestra de la parte media-alta ha suministrado las siguientes especies: *Triadispora plicata*, *Triadispora crassa*, *Lunatisporites* sp., Bisacados indeterminados, *Patinasporites densus*, Monosacados indeterminados, *Kuglerina meieri*, *Ovalipollis pseudoalatus*, *Staurosacites quadrifolius*, *Enzonalasporites vigens*, *Duplicisporites granulatus*, *Partitisporites novimundanus*, *Camerosporites secatus*, *Aratrisporites* cf. *centratus*, *Dictyotidium reticulatum*, *Mychrystridium* sp.

Camerosporites secatus, *Triadispora plicata*, *Enzonalasporites vigens*, *Duplicisporites granulatus*, *Partitisporites novimundanus* y *Patinasporites densus* caracterizan las asociaciones del Karniense. Como se mencionó para el caso de la muestra anterior, la base del Karniense se define palinológicamente por la aparición de *Patinasporites densus* y también por el género *Vallasporites*. La escasez del primer taxon y la ausencia del segundo indican una edad Karniense inferior para esta segunda muestra.

Por otro lado, y aún no aportando mayores precisiones cronoestratigráficas, resulta oportuno traer aquí a colación el trabajo de ALAFONT (1992) por su gran importancia bioestratigráfica. En este trabajo se estudia un yacimiento fosilífero Triásico compuesto principalmente por restos de reptiles marinos, dado a conocer anteriormente por miembros de la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras y situado a unos 5 Km Al Oeste de Villarodrigo. Cabe señalar al respecto que los datos biocronológicos recogidos en este yacimiento son relativamente contradictorios entre sí, siendo compatibles con una edad Triásico medio (Aniniense-Ladiniense).

3.1.7.- LUTITAS ROJAS CON NIVELES DE ARENISCAS ("s")

Facies Keuper

Esta unidad aflora ampliamente en todo el ámbito septentrional del Proyecto, ocupando amplios sectores de las Hojas n^{os} 787 (Alhambra), 813 (Villanueva de los Infantes), 839 (Torre de Juan Abad) y 840 (Bienservida), así como los reducidos afloramientos de los vértices surorientales y occidentales de la Hoja n^o 864 (Venta de los Santos).

Su espesor promedio en la Hoja n^o 840 es de 136 m, aumentando en general hacia el SE de la Hoja, donde llega casi a 200 m y disminuye hacia el N (unos 100 m en Reolid) y NO (menos de 100 m en Villanueva de la Fuente y Albaladejo). En la Hoja n^o 839 varía desde los 60 m en Puebla del Príncipe a 70 m en La Almedina. En las Hojas n^{os} 813 y 787 varía desde los 90 m de Villanueva de los Infantes a los 60 m aflorantes en Alhambra.

Morfológicamente, esta unidad que es la más extensamente representada dentro del ámbito del Proyecto, ocupa de forma principal las laderas que descienden desde la base del Jurásico que constituye los relieves del Prebético y Cobertera Tabular, al norte y este hasta las inmediaciones del límite paleozoico al sur. Prácticamente todos los Campos de Montiel y Alhambra, al norte el Pasillo de Bienservida, al Este y el Valle del Guadalimar al sur, están ocupados por los materiales de esta unidad.

Las facies litológicas predominantes son las lutitas; y, en segundo lugar, las areniscas. Además, la unidad presenta esporádicamente niveles de yesos y carbonatos, siempre de pequeño espesor (<20cm).

El paso desde la unidad anterior (lutitas gris verdoso, margas dolomíticas y dolomías arcillosas del Muschelkalk superior) a ésta, es, en apariencia, un cambio gradual, aunque aquí se ha considerado como constitutivo de la base de esta unidad el primer nivel de lutitas rojas que aparece por encima de la unidad anterior.

Desde el punto de vista litoestratigráfico, esta unidad es correlacionable con la suma de la "Unidad lutítica con bancos de areniscas" de FERNÁNDEZ *et al.*, (1994), (incluida por este autor en el "Buntsandstein"), más lo que este mismo autor sí considera ya como unidad "K1" (por correlación con la homónima de ORTÍ, 1974) del Keuper. Por tanto, la sucesión estratigráfica de esta unidad muestra grosso modo dos tramos litológicos; uno inferior predominantemente lutítico y el superior, en el que la relación arena/lutita está próxima a la unidad, y en el que dentro de las lutitas se intercalan importantes cuerpos arenosos.

Sedimentológicamente y de acuerdo con FERNÁNDEZ *et al.*, (1994) se reconocen dos grupos de facies en esta unidad: a) areniscas en bancos potentes; y b) lutitas, carbonatos y areniscas en bancos finos.

- Facies a

Las facies a areniscas en bancos potentes, a menudo, cartografiables (S), que esta desarrollada, como ya se indicó, sobre todo en el tramo superior, se presenta en dos tipos morfológicos: cuerpos lenticulares y cuerpos tabulares.

Los cuerpos lenticulares presentan una anchura de 30-40 m, y una profundidad en torno a 3 m. Presentan secuencias *fining-upward*, con una evolución de energía decreciente hacia techo (estratificación cruzada a laminación horizontal que pasa a laminación cruzada). Estos cuerpos corresponden al relleno de canales rectilíneos en condiciones de baja energía y con abundante carga en suspensión.

Los cuerpos tabulares se caracterizan por su gran continuidad lateral, a veces de orden kilométrico y espesor variable, con frecuencia en torno a 15 m. Presentan secuencias *fining-upward* típicas de relleno de canal. Las características de estos cuerpos sedimentarios reflejan una historia compleja caracterizada por numerosas etapas de erosión y depósito relacionadas con la actuación de cursos fluviales "braided", inestables, con cauces amplios y relativamente poco profundos que

cambiaban de posición a través del tiempo en una paleogeografía suave y libre de barreras topográficas.

Las areniscas son de tamaño de grano de arena fino a muy fino, con redondeamiento bueno en general, y también bien calibrado.

La petrografía de las areniscas indica que las mismas son de tipo arcósico, compuestas principalmente y por este orden, por granos de cuarzo (50%) y feldespato (10-15%), con una muy pequeña proporción de mica, fragmentos de roca y matriz, y con escaso cemento. Es de destacar la abundancia de minerales pesados concentrados en niveles, marcando la laminación.

- Facies b

Las facies b (lutitas, carbonatos y areniscas en bancos finos), que corresponde principalmente al tramo inferior, aunque también constituye la parte mayoritaria dentro del tramo superior, representa a los depósitos de llanura de inundación, correspondiendo el depósito dominante a las lutitas, lo que indica que las corrientes fluviales transportaban una elevada carga en suspensión.

Las capas de areniscas tienen un espesor inferior a 1 m y muestran una evolución en el tamaño de grano (arena media a limo) y en la estructura interna (laminación cruzada a laminación horizontal), que refleja una disminución de energía hacia el techo. Pertenecen a dos tipos: “*crevasses*”, cuando se acuñan rápidamente, y “*sheet flood*”, cuando presentan geometría tabular y son extensas.

Los niveles carbonatados tienen espesores en torno a 15 cm y gran continuidad lateral. En ellos se pueden diferenciar dos tipos de litofacies: calizas micríticas laminadas y niveles nodulosos.

Las calizas micríticas laminadas presentan porosidad fenestral, ostrácodos en algunos lugares, mallas de algas y grietas de desecación. En íntima asociación con

estos niveles carbonatados se encuentran arcillas y limos calcáreos, estos últimos intensamente bioturbados y con *ripples* de oscilación. Corresponden a depósitos de lagos efímeros de la llanura de inundación con influencia esporádica de los desbordamientos de los canales.

Los niveles nodulosos son depósitos de tipo edáfico (caliches), bioturbados por raíces, con abundantes óxidos de hierro y manganeso.

Del análisis palinológico de una muestra recogida en la base de la unidad, se desprenden las siguientes observaciones de carácter paleoecológico: a) la presencia de acritarcos, aunque escasa, indica un ambiente marino; b) la gran diversidad de polen y la abundancia de *Aratrisporites* apuntan a un ambiente sedimentario en el que se produce mezcla de polen y esporas provenientes de distintos ambientes florísticos; c) las tasmanáceas y *Michystridium* proliferan tanto en ambientes oceánicos como en ambientes salobres, muchas veces a lagunas conectados al océano por canales mareales; y d) por otro lado, la presencia de tejidos vegetales de tamaño considerable indican que sufrieron un transporte corto y por lo tanto, debía existir una cubierta vegetal en las proximidades de la cuenca sedimentaria.

Todo lo anterior apunta a un ambiente sedimentario de transición, probablemente de manglar o de lagoon, para la base de esta unidad.

El más importante registro fósil que puede esperarse encontrar en esta unidad es el de paleoflora y restos de polen. Esta unidad (o, al menos, el tramo inferior de la misma), es claramente correlacionable con la Formación K1 de ORTÍ (1973), para la cual se ha determinado, en Levante, una edad Carniense, basado en estudios palinológicos (SOLÉ DE PORTA y ORTÍ, 1982; TORRES, 1989). La edad de estos materiales es corroborada por los estudios llevados a cabo en zonas colindantes (BESEMS, 1982), con la Hoja de Bienservida.

Una muestra recogida en la base de la unidad, a unos 3 m por encima del techo de la unidad anterior, ha suministrado la siguiente asociación de polen y esporas y

algas: *Triadispورا plicata*, *Triadispورا crassa*, *Lunatisporites* sp., Bisacados indeterminados, *Patinasporites densus*, *Pericolpopollenites elatoides*, Monosacados indeterminados, *Staurosacites quadrifolius*, *Ovalipollis pseudoalatus*, *Kuglerina meieri*, *Enzonalasporites vigens*, *Partitisporites* cf. *densus*, *Partitisporites novimundanus*, *Duplicisporites granulatus*, *Duplicisporites verrucosus*, *Camerosporites secatus*, *Aratrisporites centratus*, *Aratrisporites saturni*, *Aratrisporites strigosus*, *Concentricisporites* sp., *Rugulatisporites* sp., *Cadargasporites verrucosus*, Tasmanaceas (pertenecientes al grupo de las Prasinoficeas), *Micrhystridium* sp.

La abundancia de polen del tipo zonosulcado, como *Partitisporites novimundanus*, *Duplicisporites granulatus*, *D. Vermucatus* y *Camerosporites secatus*; de *Enzonalasporites vigens* y la presencia de *Patinasporites densus* son característicos del Karniense. La ausencia de *Vallasporites* y la rareza de *Patinasporites densus* sugiere que esta muestra tiene una edad Karniense inferior.

Finalmente es interesante destacar el hecho ya avanzado con anterioridad de que en todo el ámbito septentrional del Proyecto esta unidad, considerada aquí como la base del Keuper, se apoya en numerosos puntos directamente sobre el Paleozoico, lo que sugiere que se trata de una unidad más extensiva que las anteriormente depositadas.

3.1.8.- ARENISCAS

La unidad anteriormente descrita finaliza con un cuerpo de espesor métrico a decamétrico y extraordinaria continuidad lateral, de tal forma que en posición estratigráfica similar puede ser cartografiado desde el borde meridional de la plataforma carbonatada de Ossa de Montiel, al norte y oeste hacia los límites del Prebético al oeste y sur. El ancho de su representación ha debido ser, a menudo, incluso un tanto exagerado, a la escala del mapa (donde constituye poco más que una línea) al objeto de poder representar.

Morfológicamente y, a pesar de su relativamente escasa potencia, es una unidad que, salvo excepción, se ubica fácilmente en el paisaje, destacando a menudo con un fuerte resalte sobre el conjunto de los niveles de areniscas pertenecientes a la unidad inferior.

La litología de la unidad es básicamente de areniscas con cemento carbonatado o mixto, carbonatado ferroso, con muy escasas intercalaciones de lutitas en láminas discontinuas.

Las areniscas son de tamaño de grano de arena fina a muy fina, con redondeamiento bueno en general y también bien calibrado.

La petrografía de las areniscas, en las muestras tomadas, indica que las mismas son de tipo arcósico, compuestas principalmente por granos de cuarzo (40%) y feldespato (7%). Es de destacar asimismo la abundancia de melanocratos concentrados en láminas. En lámina delgada se observa una sedimentación alternante, carbonatada y terrígena con cemento carbonatado y (ferroso).

Las areniscas presentan estratificación cruzada en surco de media escala y cruzada de gran escala y bajo ángulo, frecuentemente con set cuneiforme, generados por corrientes fluyendo en dos direcciones oblicuas. Hacia techo de la unidad el predominio es para la estratificación cruzada tabular (megaripples bedding) la laminación paralela y cruzada de ripples.

El techo de esta unidad tiene normalmente una cementación carbonatada creciente y en el vértice de las Casas del Yesar (Hoja nº 864) se encuentra una capa centimétrica de carbonatos con fauna de lamelibranquios.

El ambiente sedimentario se interpreta como netamente fluvial con corrientes de tipo "*braided*".

El contacto de muro de la unidad es generalmente neto y débilmente erosivo y coincide con la base de las areniscas. Dicho contacto podría representar una discontinuidad regional tal como postulan otros autores para la base de la "Formación K2" (FERNÁNDEZ *et al*, *op. cit.*; y ORTÍ y PÉREZ-LOPEZ, 1994).

Esta unidad se identifica, dentro del ámbito de la Hoja, con la "Unidad K2" (designada así por correlación con la homónima de ORTÍ, 1974) de FERNÁNDEZ *et al*. (1994), la cual, de acuerdo con estos últimos autores, constituye un buen nivel de correlación tanto a escala local como regional. Hay que tener en cuenta al respecto que en Levante se ha determinado una edad Carniense para la unidad "K2" de ORTÍ, basado en estudios palinológicos (SOLÉ DE PORTA y ORTÍ, 1982; TORRES, 1989).

3.1.9.- LUTITAS ROJAS CON NIVELES DE ARENISCAS ("s") Y YESOS

Facies Keuper

El afloramiento de esta unidad, paralelo y de extensión similar a la unidad anterior, constituye la mayor parte del ancho de la banda estrecha y sinuosa que se adosa, bajo el borde de los relieves jurásicos del Prebético y Cobertera Tabular.

El estudio de esta unidad resulta aún más dificultoso, que el de la unidad anterior, ya que a las desfavorables condiciones topográficas (cota y/o pendiente elevada), se añade lo blando de su litología (predominante arcillosa) y su particular posición bajo el Jurásico. Todo ello deviene en que la expresión morfológica de esta unidad sea la de una zona de "rebaje de erosión" entre dos resaltes (el de las areniscas de la unidad anterior y el del Jurásico), cuya superficie suele encontrarse, por lo demás, sometida a intenso laboreo agrícola.

El espesor de esta unidad varía desde los 25 a 30 m en el entorno de Ossa de Montiel, Hojas n^{os} 781 y 813, los 30 a 35 en el pasillo de Bienservida, Hoja n^o 840,

los 38 m del Cerro Yesero en la Hoja nº 839, y en el vértice suroccidental de la Hoja nº 864, Casas del Yesar con espesor de 28 m.

En la litología de esta unidad predominan las lutitas rojas aunque con intercalaciones de areniscas, variables en número y espesor según los puntos. A veces, con carácter muy local, éstas últimas adquieren una mayor relevancia hasta el punto de constituir niveles inclusive cartografiables (s), Hoja nº 840. Sólo en determinados puntos y con carácter mucho más frecuente, intercalan niveles de yesos rojos nodulares, alternando con las arcillas rojas de la parte alta de la unidad. Por último, también puede incluir algún nivel de carbonatos. El tránsito con la unidad inferior es gradual.

La unidad está constituida por la acumulación de una secuencia elemental de espesor decimétrico a centimétrico, que cuando se muestra completa tiene cuatro términos bien diferenciados y con contactos netos:

- a) Un término inferior constituido por areniscas de grano fino a muy fino, de color crema a rojizo con estratificación cruzada plana tabular (megaripples bedding) en las capas gruesas (s) a laminación paralela y cruzada de ripples en la mayoría de los casos. Normalmente muestra bioturbación intensa. Su constitución es de subarcosas con matriz sericítica abundante, mica blanca y cemento carbonatado.
- b) El término lutítico, en contacto neto, es el de mayor desarrollo. Por lo general, son lutitas rojas compactas con fractura concoide y algunos cristales de yeso rojo disperso.
- c) Sobre este término lutítico, puede encontrarse una microlaminación en la que se alternan láminas de lutita roja o verde y láminas de yeso fibroso rojo con textura en empalizada.

- d) El término superior de la secuencia es una lámina o capa de dolomicritas nodulosas grises o rosadas, con moldes de cristales disueltos y brechificación (colapso).

En el ciclo de facies de esta unidad, esta ausencia, normalmente está incompleta, faltando sus términos c y d en los tramos basales y por el contrario, el término arenoso (a) no suele estar a partir de la aparición en la serie de los depósitos evaporíticos. Por tanto, el contexto general de la unidad es una megasecuencia grano y estratodecreciente (C.U.S.) y carbonato creciente.

De acuerdo con FERNÁNDEZ *et al.* (1994) el ambiente sedimentario de esta unidad correspondería a una llanura de inundación pasando distalmente a una llanura lutítica costera. Hacia techo, habría un cambio gradual hacia un ambiente de tipo “*sabka*” donde se depositarían los yesos nodulares rojos.

Desde el punto de vista secuencial, si se considera la evolución vertical de esta unidad conjuntamente con la de la anterior, se pone claramente de manifiesto un dispositivo transgresivo.

Esta unidad se identifica, dentro del ámbito del Proyecto, con la “Unidad K3” y base de la “Unidad K4”, (designadas así, por correlación con las homónimas de ORTÍ, 1974) de FERNÁNDEZ *et al.* (*op. cit.*), para las cuales, al igual de lo que ya se dijo, en el caso de la unidad de areniscas anterior, se ha determinado en Levante una edad Carniense.

3.2.- JURÁSICO

Los materiales Jurásicos se encuentran, al menos aparentemente, en contacto concordante sobre el Triásico de “Facies Keuper”. Ello no es obstáculo para que, en la práctica totalidad de los casos, la gran diferencia de competencia entre ambos tipos de materiales, dé lugar a una mecanización del contacto.

Por otro lado y, como más adelante se explicitará, es probable que la parte basal de lo que aquí se engloba como Jurásico pertenezca en realidad al Triásico superior (Retiense).

Como desde el punto de vista sedimentario y paleogeográfico existe una continuidad entre los depósitos jurásicos de los distintos sectores del ámbito del Proyecto, para el estudio de estos últimos no se realizará la clásica división en dominios, de connotaciones claramente tectónicas, entre materiales pertenecientes a la Cobertera Tabular y al Prebético, salvo para el caso de la introducción bibliográfica que se expone más adelante.

Las características estratigráficas de los materiales Jurásicos del Prebético de esta zona fueron puestas de manifiesto principalmente en estudios de índole regional (LÓPEZ GARRIDO, 1971; JEREZ MIR, 1973; RODRÍGUEZ ESTRELLA, 1979), en tanto que los sedimentos Jurásicos de la Cobertera Tabular han sido anteriormente estudiados, entre otros, por los autores (GARCÍA y ÁLVARO, 1974) de las Hojas vecinas 814 (Villanueva de la Fuente) y 825 (Robledo).

3.2.1.- DOLOMÍAS BIEN ESTRATIFICADAS, DOLOMÍAS MASIVAS CARNIO-LARES Y CALIZAS DOLOMÍTICAS, CON ESCASAS INTERCALACIONES DE LUTITAS

Lías inferior

Esta unidad aflora, al igual que casi todo el resto del Jurásico del Proyecto, exclusivamente en los sectores noroccidental, oriental y suroriental de la misma, constituyendo la parte basal de los relieves del Prebético y Cobertera Tabular. Se trata de la unidad del Jurásico que aflora más extensamente, con gran diferencia respecto de las demás unidades del mismo período.

La unidad ha sido estudiada en numerosas series dentro de las Hojas del Proyecto, en las que cabe destacar la de El Ojuelo, a unos 5 Km al SSE de Salobre, en la Hoja

nº 840 (Bienservida), la de Santa Cruz de los Caños en la Hoja nº 839 (Torre de Juan Abad), las de Ruidera y la cantera de las Chimeneas en la Hoja nº 787 (Alhambra).

En principio, es de reseñar que resulta difícil constatar la verdadera naturaleza de la base de la unidad, sobre todo en los sectores oriental y suroriental donde la misma adquiere un mayor desarrollo. Es una constante la mala calidad de los afloramientos de esa parte inferior de la unidad debido principalmente al recubrimiento por derrubios procedentes de los niveles carbonáticos superiores así como al desarrollo de suelos por la intensa labor agrícola y/o forestal en la zona situada inmediatamente por encima de las arcillas rojas superiores del Triásico.

Las circunstancias acabadas de exponer nos han inducido a optar por situar el límite cartográfico inferior de esta unidad en el “contacto” con las arcillas rojas Triásicas (es decir, en el nivel donde estas últimas empiezan a aflorar con mayor o menor claridad), no diferenciando en cartografía, deliberadamente, esta zona de derrubios y suelos como tal (lo que hubiera complicado innecesariamente el mapa menoscabando su expresividad). Así pues, tal y como queda reflejado en los mapas geológicos, (sobre todo por lo que se refiere a los sectores oriental y suroriental del mismo), Hoja de Bienservida, el contacto de muro de esta unidad cartográfica queda en general situado manifiestamente por debajo del importante resalte geomorfológico que ofrecen los primeros niveles carbonáticos bien estratificados y visibles del Jurásico. Resulta evidente, pues, que los materiales propios de esta parte inferior de la unidad deben ser lo suficientemente diferentes y más blandos que los citados niveles carbonáticos como para poder dar lugar a una zona de “rebaje” erosivo que contrasta geomorfológicamente con estos últimos.

En los escasos lugares donde se ha podido realizar alguna observación más detallada sobre la naturaleza litológica de dicha zona (v. gr. en unas pequeñas canteras situadas a unos 3 Km al E de Bienservida (Hoja nº 840), canteras de Santa Cruz de los Caños en la Hoja nº 839, la litología corresponde a dolomías (dolomicritas) bien estratificadas con intercalaciones arcillosas, lo cual es coherente

con el aspecto general de la misma, formada por materiales de colores blanquecinos que contrastan bien con las arcillas rojas del Triás.

El espesor de esta unidad es bastante cuniforme en la Cobertera Tabular, donde normalmente varía de 20 a 35 m, en tanto que en el Prebético se estiman potencias de hasta 150 m.

Litológicamente la unidad está compuesta por dolomías bien estratificadas, dolomías masivas carniolares, dolomías brechoides y calizas dolomíticas, con escasas intercalaciones de lutitas.

La facies carbonatadas se organizan en secuencias de somerización (*shallowing upward*), JAMES, N.P. (1980) de espesor métrico en las que se diferencian, normalmente tres términos:

- A - Dolomicritas en capas centi a decimétricas con intercapas de margas, margas dolomíticas. Los aloquímicos son relativamente abundantes, aunque normalmente no pueden identificarse.
- B - Dolomías en bancos a masivas con grano grueso y color gris rojizo. En algunos puntos pueden tener estratificación cruzada plana de bajo ángulo, cruzada en surco de media escala. La recristalización ha borrado cualquier posibilidad de identificar los aloquímicos.
- C - Capas centimétricas de dolomías amarillentas con laminación paralela, posiblemente de origen algal (*algal mats*) y abundante porosidad fenestral.
- D - Dolomías amarillentas masivas con moldes de cristales, en capas o bancos con estratificación difusa a masivas. Lateralmente pasan a brechas de cantos (brechas de colapso).

Los intensos procesos diagenéticos que afectan a estos sedimentos, recristalización, dolomitización secundaria y de dolomitización, redundan en la extrema dificultad de identificar los componentes aloquímicos de estos materiales y por tanto, de precisar su cronología y correlación. De esta manera han sido los conjuntos litológicos (megasecuencias y ciclos de facies) los que, en general, han sido utilizados como criterio de separación cartográfico.

En la Cobertera Tabular, esta unidad se estructura como la agradación vertical de estas secuencias de somerización, constituyen a su vez un ciclo de facies estrato creciente en el que las secuencias de muro a techo de la unidad disminuyen o pierden progresivamente los términos A y C, en tanto que se desarrollan el B y D.

En las series aflorantes en la Hoja nº 787 (Alhambra), esta evolución vertical es de tal magnitud que esta unidad puede subdividirse cartográficamente en dos tramos claramente identificables, en los relieves de ambas márgenes de río Ruidera. La subunidad inferior, con una constitución de dolomías en capas a bancos y con una barra masiva de dolomías rojizas a techo y una subunidad en la que el predominio casi absoluto, corresponde a las dolomías brechificadas (brechas de colapso). En esta área el espesor de esta unidad es equivalente al de las dolomías inferiores.

Estas secuencias de somerización en carbonatos y evaporitas disueltas, se desarrollan en llanuras de marea de rango micromareal (ausencia de *herring-bone*), en un ambiente árido con un índice muy elevado de evaporación y un alto flujo subterráneo de soluciones hipersalinas.

Estas condiciones originan el crecimiento, en los términos intermareales, de cristales (moldes) o intercapas de sales en los carbonatos.

La circulación de agua dulce de procedencia continental, por estos materiales, disuelve los depósitos salinos ocasionando la brechificación por colapso de estos términos.

En lámina delgada los escasos restos fósiles observados corresponden a moluscos, equinodermos y dudosas espículas de esponjas.

La ausencia de fósiles clasificables dentro de la unidad no permite una datación precisa de la misma. Su posición estratigráfica sobre el Keuper (Carniense-Trías superior-) y bajo la unidad descrita a continuación y atribuida al Lías medio, induce a ubicarla en el Lías inferior. Asimismo esta unidad se correlaciona con la de la misma litología descrita por RODRÍGUEZ ESTRELLA (1978) como tramo I del Lías en la vecina Hoja de Alcaraz y que es atribuida por este autor al Lías inferior. No obstante, teniendo en cuenta lo ya indicado al principio de este último apartado sobre la incierta naturaleza de la base de esta unidad, no cabe descartar la presencia del Triásico superior más elevado (Retiense, posiblemente en facies dolomítica) en la base de la misma.

3.2.2.- MARGAS VERDES Y VIOLÁCEAS. DOLOMÍAS AMARILLENTAS. DOLOMÍAS BRECHOIDES Y CALIZAS DE CLASTOS NEGROS EN LA COBERTERA TABULAR. LUTITAS VERDES Y ROJAS, CON NIVELES DE CALIZAS DE ALGAS Y DOLOMÍAS Y, LOCALMENTE, DE YESOS EN EL PREBÉTICO

En los sectores surorientales de la Cobertera Tabular (Hojas n^{os} 839 y 840), y sobre la unidad carbonatada anteriormente descrita, se tiene una serie constituida por margas policolores verdes a violáceas, alternando con capas a bancos de dolomías carniolares amarillentas y brechoides. En algunos puntos se ha constatado la presencia de dolomicritas con oncoides centimétricos y dolomicritas con clastos negros.

El espesor de esta unidad en este sector varía de 10 a 30 m, aunque normalmente sus afloramientos son de tan mala calidad que es dificultoso tomar medidas precisas.

Las facies descritas no tienen aparentemente una organización secuencial clara. En los mejores afloramientos parece evidenciarse un predominio de las margas (dolomicritas y lutitas carbonatadas), policolores en los tramos inferiores de la serie con escasas capas de carbonatos diversos intercalados. Es en este paquete donde suelen encontrarse las calizas dismicríticas con oncoides y las dolomicritas con clastos negros dispersos.

El tramo superior de esta unidad tiene escasas intercalaciones de margas y de facies predominante con dolomías amarillentas a rojizas brechificadas y masivas.

Las características de estos materiales son propias de depósitos supramareales en llanura micromareal, en la que las margas, calizas de oncolitos y calizas de clastos negros serían las facies transicionales marino continentales (mud-flat superior) de la interfase agua dulce (oncolitos, clastos negros) y las brechas de colapso el término supramareal s.str. carbonatado y evaporítico.

Respecto a la unidad infrayacente, sería una megasecuencia de carácter regresivo completando en el ¿ de ambas un ciclo transgresivo-regresivo.

Las muestras estudiadas no han proporcionado fauna clasificable, y por tanto, su cronología se da a título tentativo en razón de la correlación de los ciclos de facies a escala regional.

Lías inferior-medio

En el área del Prebético, la unidad ha sido estudiada en los alrededores del caserío El Ojuelo y también del vértice La Atalaya.

En dicha sección el espesor de la unidad es de unos 75 m.

La morfología de la unidad es suave, propia de unos terrenos fundamentalmente blandos (con predominio considerable de las lutitas) que constituyen un llamativo

rebaje erosivo fácil de seguir en foto aérea facilitando de este modo la cartografía y sirviendo así tanto de nivel de referencia estratigráfico como de trazador estructural (de las diferentes escamas tectónicas) al encontrarse separando distintos niveles carbonáticos ya sean de distinta edad como en el primer caso, o de la misma (como en el caso de las escamas).

La litología de la unidad consiste en lutitas verdes y rojas, con niveles de calizas de algas y dolomías y, localmente, de yesos. En la unidad se pueden separar tres tramos, dos de ellos principal o exclusivamente lutíticos, y separados por uno intermedio carbonático. La descripción de dichos tramos es la que sigue:

- Tramo 1: 20 m de lutitas verdes con dos intercalaciones de 3 m cada una de lutitas rojas y dos niveles muy conspicuos de 0,30 m (el inferior) y 1 m (superior) de espesor de calizas finamente tableadas. Petrográficamente, una muestra del nivel carbonático más alto muestra una sedimentación rítmica y gradada y se clasifica como una micrita (90%) con cuarzo (5%) y pelets (3%).
- Tramo 2: 3 m divididos en varias secuencias de 0,50-0,70 cm de espesor compuestos de abajo a arriba por margocalizas con cantos milimétricos de calizas de algas y “*cailleux noir*”, lutitas verdes y calizas con laminación algal. Al microscopio se trata de dolodismicritas (80% de dolomicrita y 10 % de esparita aproximadamente) con intraclastos (5-8%) y algo de arcilla (2%), dolomicrosparitas y dismicritas en facies de “*cailleux noir*” y con estructuras orgánicas algales.
- Tramo 3: 53 m de lutitas verdes y rojas.

El ambiente sedimentario evoluciona desde “*lagoon*” en el primer tramo a plataforma interna y lacustre-evaporítico en el segundo tramo y a lacustre en el tercero. Teniendo en cuenta que el cambio desde la unidad inferior hacia ésta es gradual, este cambio representa una evolución hacia un medio cada vez más

restringido (que alcanza un máximo de restricción en el tramo 3) con un breve intervalo (tramo 2) de un medio algo más abierto.

En lo que respecta a la datación de la unidad, se han efectuado seis levigados de otras tantas muestras repartidas regularmente a lo largo de los tramos 1 y 3 (3 muestras en cada uno), con resultado negativo. En lámina delgada los únicos restos fósiles encontrados corresponden a una muestra del tramo 2 donde se han observado algas dasycladáceas (¿Linonoporella?) que no permiten una datación precisa de la unidad.

Esta unidad lutítica, margosa y dolomítica es correlacionable con las potentes brechas de colapso cartografiadas en el entorno de Ruidera, y cuya posición estratigráfica es similar.

De esta forma, en el esquema palinástico de la Cobertera Tabular, esto significaría un cambio lateral de facies en sentido norte y noreste, en el que en este sentido desaparecen los depósitos de agua dulce y llanura de barro rojo, a favor de facies carbonatadas salinas intermareales a supramareales, y por tanto, con una relativa mayor lámina de agua.

Por otro lado, esta unidad se correlaciona perfectamente con la de la misma litología descrita por RODRÍGUEZ ESTRELLA (1978) como tramo II del Lías en la vecina Hoja de Alcaraz y que es atribuida por este autor al Lías inferior medio.

3.2.3.- DOLOMIÁS Y CALIZAS BIEN ESTRATIFICADAS, BRECHOIDES HACIA LA BASE

Lías medio-superior

Al igual que la anterior, esta unidad aflora exclusivamente en los sectores noroccidental y suroriental del ámbito del Proyecto.

La unidad ha sido estudiada en la zona del vértice La Atalaya, Hoja nº 840 (Bienservida), en el Prebético Externo y en las series de Santa Cruz de los Cáñamos, Hoja nº 839 (Torre de Juan Abad), Ruidera y Cantera de las Chimeneas, en la Hoja nº 787 (Alhambra), como series de referencia.

En el Prebético, el espesor promedio de la unidad es de 65 m. En el sector de la Cobertera Tabular, la potencia se reduce considerablemente, al igual que ocurre con el resto de las unidades del Jurásico, aunque en este caso no se puede estimar su espesor con precisión ya que el techo de la unidad se encuentra normalmente erosionado en esta zona. En las series de referencia, el espesor varía desde los 20 m en la Hoja nº 839, a los 35 m en Ruidera (Hoja nº 787).

Litológicamente la unidad es muy parecida a la unidad esencialmente dolomítica del Lías inferior expuesta anteriormente, con la cual es muy fácil confundirla, salvo que se lleve a cabo una cartografía muy cuidadosa en la que se preste especial atención al análisis de la naturaleza (estratigráfica o tectónica) de los contactos y de las relaciones geométricas, entre las diversas unidades más inferiores del Jurásico, especialmente, en relación con la unidad esencialmente margoso-lutítica del Lías medio.

La litología consiste en dolomías que son tanto más brechoides cuanto más hacia la base, y tanto mejor estratificadas, en capas de 30-50 cm de espesor, cuanto más hacia techo.

Las estructuras sedimentarias son la estratificación cruzada planar de ángulo muy bajo y laminaciones subparalela ondulada y cruzada bien patentes, las cuales son muy comunes y se encuentran mejor conservadas en la mitad superior de la unidad.

Petrográficamente se trata en general de dolodismicritas (alrededor del 90 % de dolomicrita y 10% de esparita) muy recrystalizadas (doloesparitas). En las muestras de la parte superior del tramo se observan algunos fragmentos de conchas de

tamaño rudita, estructuras microbandeadas de aspecto algal y escasos clastos negros.

El paso entre la unidad anterior friable y ésta muy compacta, supone un cambio muy brusco de comportamiento ante los agentes erosivos que redundan en una morfología diferencial de escarpes verticales para estos carbonatos.

Son muy escasas las localidades en las que los procesos diagenéticos y postdiagenéticos no han modificado sustancialmente el sedimento original, y por tanto, donde puede establecerse un análisis de facies y tipos secuencias fiables.

Los afloramientos de mayor calidad, tanto por la exposición de la serie como por la menor incidencia de los fenómenos diagenéticos, son la Cantera de las Chimeneas en el vértice noroccidental de la Hoja nº 787 (Alhambra), y los escarpes de la margen izquierda de la laguna de Lengua (Ruidera), en esta misma Hoja, y la cantera de Santa Cruz de los Cáñamos, en la Hoja nº 839 (Torre de Juan Abad).

En estas series, cuya situación espacial abarcarían el ámbito completo de la Cobertera Tabular dentro del Proyecto, existe una coincidencia casi exacta en cuanto a su composición litoestratigráfica. En síntesis, pueden distinguirse tres tramos:

- El inferior, constituido por dolomicritas y mudstone dolomitizadas en bancos a capas, con estratificación de masiva a difusa. Tienen láminas discontinuas de margas grises en las intercapas, techos de capa ondulados con perforaciones y costras ferruginosas parcialmente nodulizadas. Todo el tramo muestra una porosidad fenestral abundante.
- El tramo intermedio es una sucesión de wackestone y mudstone con fósiles en capas decimétricas (30 a 80 cm) en secuencias estratocrecientes. En alguna de estas secuencias su base son una o varias capas de packstone crema, gradadas con estructura “hummocky” en capas de 20 a 30 cm, a veces amalgamadas y el

techo suele ser un banco de mudstone dismicrítica, gris amarillenta con manchas rojizas. Cuando como ocurre en el entorno de Ruidera, la dolomitización es intensa, este tramo son dolomías grises a blanco marmóreas, muy bien estratificadas y con abundantes sombras de aloquímicos.

- El tramo superior cuando ha sido respectado por el sistema erosivo de Ossa de Montiel, son de nuevo dolomías grises en capas decimétricas que intercalan capas de brechas de colapso con las que normalmente finalizan las series de referencia citadas.

En la evolución vertical de la unidad se pasa de depósitos intra y supramareales en llanura mareal carbonatada y evaporítica de baja energía en el tramo inferior y superior, a facies submareales de mayor energía con secuencias tempestíticas de grano medio grueso intercaladas. El ciclo de facies podría atribuirse a sistema de lagoons con un cierre externo poco efectivo.

En la Cobertera Tabular esta unidad es la única que ha proporcionado datos paleontológicos suficientes como para poder dar una cierta precisión cronológica a las unidades cartográficas diferenciadas.

En las muestras recogidas se han determinado: *Frondicularia sp.*, *Lingulina gr. pupatenera*, *Ophthalmidiidos*, *Lituolidos*, Lamelibranquios, Equinodermos, Gasterópodos, Ostrácodos, Espículas de esponjas y Filamentos (escasos), que permiten atribuir una edad Lías Superior-Dogger, probablemente Lías Superior dada la ausencia de las litofacies con filamentos abundantes propias del Dogger s.str. en el ámbito cuencal.

En las series del Prebético no se ha encontrado restos fósiles clasificables al objeto de una datación precisa de la unidad. Esta unidad se correlaciona con la de la misma litología descrita por RODRÍGUEZ ESTRELLA (1978) como tramo III del Lías en la vecina Hoja de Alcaraz en la que, según este autor, siempre se encuentra una fauna pobre representada por "*Thaumatoporella parvoversiculífera*",

Ataxophragminidos, Fabreinas, Moluscos, Gasterópodos y Ostrácodos. No obstante, este mismo autor, determina el Lías medio (Pliensbaquiense) mediante una asociación de Radiolarios, Textuláridos, Lituosepta, Haurania, Lingulina, Spirillina y Frondicularia, encontrada en esta misma unidad, aunque ya dentro de la Hoja de Yeste. Teniendo en cuenta la proximidad estratigráfica del Dogger al que se atribuye la unidad situada casi inmediatamente por encima de ésta, se atribuye aquí a esta última una edad Lías medio-superior.

3.2.4.- LUTITAS VERDES Y ROJAS, DOLOMIÁS Y CALIZAS OOLÍTICAS

Lías superior

Esta unidad aflora exclusivamente en el ángulo suroriental de la Hoja nº 840 (Bienservida), y en un pequeño afloramiento en la margen izquierda de la laguna La Lengua (Ruidera), en la Hoja nº 787 (Alhambra). Su representación cartográfica es mínima (su proyección en el Mapa ha debido ser exagerada) en comparación con el resto de las unidades del Jurásico, lo que resulta acorde con su pequeño espesor.

En la sección del vértice de Atalaya el espesor de la unidad es de 10 m y también un espesor similar se ha podido estimar en la sección del Cerro de la Majada del Padrón (Hoja nº 840). En Ruidera (Hoja nº 787), su espesor es de 8 m, aunque su techo es la superficie de erosión actual.

Esta unidad es el techo de la plataforma carbonatada de la Cobertera Tabular en el área del Proyecto.

Aunque la representatividad estratigráfica de esta unidad es insignificante en las series del Prebético, resulta de interés su diferenciación cartográfica por el hecho de que viene a separar la potente unidad carbonática del Dogger del conjunto carbonático del Lías en general y del tramo dolomítico superior de este último, en particular. Dicha diferenciación y separación son posibles gracias a la morfología

suave de esta unidad, acorde con su litología mayoritariamente blanda, en fuerte contraste con las unidades carbonáticas inferior y superior.

Litológicamente la unidad está constituida por una alternancia de margas y lutitas carbonatadas verdes y rojas con dolomicríticas blanco amarillentas. Petrográficamente una muestra de estas dolomías recogida en la zona de la Majada del Padrón, se clasifica como una dolomicrita (70%) con intraclastos (30%); se trata de un sedimento dolomicrítico parcialmente dismicrítico con facies de clastos negros micritizados y estructuras redondeadas de posible origen orgánico, lo que sugiere un ambiente sedimentario de plataforma interna restringida. Localmente (al oeste del Pico de La Sagra) esta unidad intercala también niveles de calizas oolíticas.

En Ruidera, las muestras estudiadas son dolomicritas arcillosas bioturbadas y con peloides micritizados, a veces con orla ferruginosa.

Tres muestras para levigado recogidas en tres afloramientos diferentes de esta unidad, han dado un resultado negativo. Tampoco en lámina delgada se han encontrado restos fósiles.

Esta unidad se correlaciona con la de similares litología y posición estratigráfica relativa descrita por RODRÍGUEZ ESTRELLA (1978) como tramo IV del Lías en la vecina Hoja de Alcaraz y que es atribuida por este autor al Lías superior.

3.2.5.- DOLOMÍAS, CALIZAS DOLOMÍTICAS, CALIZAS CON OOLITOS Y CALIZAS MICRÍTICAS

Dogger

Se trata de la unidad estratigráficamente más alta del Jurásico representado dentro del ámbito del Prebético en la Hoja de Bienservida (nº 840). Aflora exclusivamente en la esquina suroriental de la misma, quedando restringida a una zona de fuerte

relieve (Cerro de la Majada del Padrón y Pico de La Sarga), lo cual dificulta apreciablemente su estudio.

La unidad ha sido estudiada en el Cerro de la Majada del Padrón, a unos 6 Km al OSO de Bienservida, en la sección allí levantada (Coordenadas Lambert a muro: 699.010 y 434.095; a techo: 699.050 y 435.030).

El espesor de la unidad en la sección acabada de indicar es de 180 m, el cual debe considerarse como un espesor mínimo ya que el techo de la unidad se encuentra erosionado en esta zona.

Litológicamente la unidad consta en general de dolomías, calizas dolomíticas y calizas con oolitos, si bien en la sección indicada la unidad consiste mayoritariamente en dolomías bien estratificadas con abundancia de fantasmas de oolitos aunque relativamente bien patentes desde la base hasta el techo. En la zona del Pico de La Sarga se observan, además, niveles de calizas micríticas en esta unidad.

Al microscopio, una serie de muestras recogidas en la sección anterior ponen de manifiesto la presencia de dolomías secundarias en general con fuente recristalización que se pueden clasificar en unos casos como dolosparitas y en otros como posibles "packstone" o "grainstone" oointrabioclásticos (15-25% de intraclastos). Además, una muestra recogida a 9 m por debajo del techo de dicha sección ha resultado tener, en lámina delgada, una composición muy particular consistente en una brecha y/o conglomerado de cantos de calizas de composición diversa, con cemento esparítico y dolomitización final sobre cantos y cemento.

Por otro lado, en la zona del propio vértice Atalaya donde se pueden contar solamente varios metros pertenecientes a la extrema base de la unidad, ésta consiste en dolomías muy brechoides que pasan lateralmente a brechas con cantos y bloques dolomíticos muy angulosos. En lámina delgada se trata mayoritariamente

de doloesparitas en las que los procesos de recristalización y dolomitización han borrado cualquier tipo de resto del sedimento original.

Las estructuras sedimentarias, más o menos reconocibles según los tramos, son la estratificación cruzada planar de ángulo muy bajo con tendencia a subparalela, con laminaciones cruzada (de ángulo muy bajo) y subparalela sobreimpuestas.

El ambiente sedimentario es de plataforma interna (*shoa* oolítico), salvo para lo que se refiere a la muestra cercana al techo de la unidad, de composición muy particular como ya se dijo, que sugiere un ambiente supramareal.

En lámina delgada se han observado restos fósiles muy escasos que corresponden a *Valvulínidos* y *Ofthalmidiidos*, fantasmas de equinodermos, moluscos y ostrácodos, así como "sombras" de lamelibranquios y algas, que no permiten precisar la edad de esta unidad.

Por otro lado, en la vecina Hoja de Alcaraz y en una unidad de similares litología y posición estratigráfica relativa, RODRÍGUEZ ESTRELLA (1978) encuentra fauna no muy determinativa de Textuláridos, Gasterópodos, Moluscos, Ostrácodos, *Ataxophragminidos* y Fabreinas; pero, además, el mismo autor (*op. cit.*) cita en la zona de Alcadozo (Hoja de Liétor) "*Protopenneroplis striata*" en el techo de la unidad. Y teniendo en cuenta que JEREZ, L. (1973) encontró este mismo fósil en la base de esta unidad, la misma quedaría datada como Dogger.

3.3.- CRETÁCICO

En el sector noroccidental de la Hoja nº 787 (Alhambra), a la altura del Km 22 de la comarcal 310 de la Solana a Argamasilla de Alba, se ubica la citada cantera de la Chimenea, en los carbonatos del Lías Superior. Sobre ellos se sitúa un paquete de conglomerados que se ha atribuido al Cretácico Inferior. El afloramiento es de muy mala calidad y dimensiones muy reducidas, por lo que los datos que se pueden aportar son muy escasos.

3.3.1.- CONGLOMERADOS. CRETÁCICO INFERIOR

En discordancia erosiva, sobre las calizas y dolomías del Lías, se tienen unos conglomerados clastosoportados masivos con cicatrices erosivas poco definidas y grosera granoclasificación positiva.

La matriz arenosa es muy escasa y el cemento es carbonatado o mixto carbonatado y ferruginoso.

Los cantos son esencialmente de cuarcita y en mucha menor proporción, de caliza o dolomía. Liditas, cuarzo y rocas metamórficas significan un porcentaje testimonial en estos conglomerados.

La moda puede establecerse en 4 a 5 cm, el centil en 15 cm y su redondeamiento es muy bueno.

No se tiene ni un solo criterio objetivo dentro del ámbito de la Hoja, para atribuir estos sedimentos a un medio de depósito y a una cronología determinada.

En la Hoja nº 762 (Tomelloso), ITGE (inédita), esta unidad litológica se cartografía como la base del ciclo Cretácico y es atribuida al Cretácico inferior en facies Wealdiense. Tomando este criterio como cierto, es por lo que se atribuye este pequeño afloramiento al Cretácico Inferior.

4.- Terciario

En el área del Proyecto se distinguen depósitos marinos distribuidos al Terciario en pequeños afloramientos ubicados en el ámbito del Prebético en la Hoja nº 840 (Bienservida), y extensas superficies ocupadas por sedimentos de carácter continental atribuidos igualmente al Terciario en cuencas situadas al norte del Paleozoico de Sierra Morena Oriental, y específicamente en las Hojas nº 839 (Torre de Juan Abad), 840 (Bienservida), 813 (Villanueva de los Infantes) y 787 (Alhambra).

En el Terciario continental, los afloramientos cartografiados y las series realizadas son indicativos de la existencia de dos surcos de depósito con características comunes, pero con diferencias importantes en su evolución tectosedimentaria. De sur a norte se tendría el surco de Torre de Juan Abad-Coral, en la Hoja nº 839 y su prolongación en la Hoja nº 840, y al sur de la Sierra de Alhambra, dentro de la Hoja nº 813 (Villanueva de los Infantes), y en menor extensión en el sector suroriental de la Hoja nº 787 (Alhambra), se tiene una cuenca terciaria de características algo diferentes a la de Torre de Juan Abad. La cartografía de las unidades diferenciadas y su evolución sedimentaria, indica una disposición geométrica de estas cuencas con depocentros en direcciones N70°E migrando en sentido suroeste.

4.1- LIMOS CON NIVELES DE CALCARENITAS BIOCLÁSTICAS Y CALIZAS DOLOMÍTICAS

Mioceno superior (Terciario marino)

Se trata de la única unidad que representa al Terciario marino dentro del Proyecto y son sólo dos pequeños afloramientos situados en el borde oriental de la Hoja nº 840 (Bienservida), el mayor de los cuales se prolonga, con relativa amplitud, por la vecina Hoja de Alcaraz (nº 841). Es en este último afloramiento, dentro del ámbito de la Hoja, junto al manantial de la Canaleja, donde ha podido ser estudiada la unidad.

El espesor de la unidad es, en el punto recién mencionado, de unos 50 m.

Litológicamente la unidad consta mayoritariamente, en el punto considerado, de limos con diversos niveles de calcarenitas bioclásticas y calizas dolomíticas. Los niveles de calcarenitas bioclásticas destacan principalmente en la base y hacia el techo de la unidad.

Al microscopio, de dos muestras recogidas en la base, una resulta ser una roca carbonatado-dolomítica (25% micrita y 5% esparita) con cuarzo (15%), fragmentos de rocas (30%) y fósiles (25%) relativamente abundantes, así como numerosos huecos que se atribuyen a detriticos gruesos; y otra es una calcarenita con abundantes fragmentos de calizas (60%) y con cuarzo (9%). Otra muestra muy cercana al techo de la unidad consiste en una calcarenita (40% micrita) con cuarzo (25%), feldespato (4%), fragmentos de rocas (6%), intraclastos (2%), fósiles (23%) y algo de glauconita.

El ambiente sedimentario es de plataforma interna oscilando entre intermareal y submareal.

En lámina delgada se han observado *Globigerina sp.*, *¿Globigerinoides? Sp* y *Elphidina sp.*, aparte de Rotálidos, Lagénidos, Lamelibranquios y Melobesias.

En levigado los limos han librado una fauna planctónica de: *Globigerina Bulloides* (D'ORB.), *Globigerina af. Riverdae* (BOLLI y BERM), *Globigerina af. Falconensis* (BLOW), *Globigerinoides af. Quadrilobatus* (D'ORB.), *Globigerinoides Trilobus* (REUSS), *Globorotalia seitula* (BRADY) y *Globorotalia seitula Ventriosa* (OGN); y una fauna bentónica de: *Siphonina Reticulata* (CZJZEK), *Sphaeroidina Bulloides* (D'ORB.), *Cibicides Lobatulus* (WALK. y JAC.), *Dentalina Leguminiformis* (BATSCH) y *Elphidium Crispum* (LINNEO); además radiolas de equínodos, ostrácodos y espículas de esponjas.

Las asociaciones de foraminíferos encontrados permiten datar el Mioceno superior.

Por otro lado, RODRÍGUEZ ESTRELLA (1978), basándose asimismo en datos de microfauna atribuye el conjunto de esta unidad al Mioceno superior (Tortonense-Andalucense inferior).

4.2.- TRAVERTINOS

Mioceno superior (Terciario continental)

Se trata de la única unidad que representa al Terciario continental en el ámbito de la Hoja nº 840 (Bienservida), siendo esta representación aún más reducida en extensión que la del Terciario marino. Consta solamente de dos pequeños afloramientos situados en el borde septentrional de la Hoja, el mayor de los cuales está situado muy cerca de Villanueva de la Fuente, localidad que se encuentra ya dentro de la Hoja nº 814 del mismo nombre.

El espesor de la unidad es, en el último afloramiento mencionado, de unos 40-50 m.

Litológicamente la unidad está constituida fundamentalmente por calizas travertínicas con algún nivel de calizas margosas de espesor inferior al metro y de color blanco, hacia la base. A menudo son fácilmente observables, sobre todo en corte fresco, abundantes estructuras orgánicas constituidas principalmente por tallos de plantas.

En lámina delgada una muestra de esta unidad resulta ser una micrita (75%) con cuarzo (6%), feldespato (2%), fragmentos de rocas (1%) y fósiles (10%). Se observan calcificaciones de algas y formas redondeadas con placas de aragonito en empalizada que semejan posibles estructuras orgánicas edafizadas que podrían corresponder a travertinos y/o depósitos termales. En relación con esto último cabe apuntar la posibilidad de que el origen de estos materiales esté relacionado con un posible antiguo manantial que representaría entonces la descarga principal en este sector del acuífero Jurásico (Lías inferior) a semejanza de lo que representa, en la actualidad, el importante manantial de Villanueva de la Fuente.

El ambiente sedimentario de esta unidad se considera como lacustre-carbonatado.

Por similitud litológica y de posición en la cuenca con respecto a otros depósitos de edad Mioceno superior reconocidos en la llanura manchega occidental, se atribuye aquí también dicha edad a esta unidad.

En relación con lo anterior cabe señalar que, en cualquier caso, el depósito de esta unidad debe ser posterior al del Mioceno superior marino (Tortonense-Andalucense) descrito anteriormente, que reposa sobre el Jurásico de la Sierra de Alcaraz. Ello se puede deducir claramente de la geomorfología del área ya que los sedimentos de la presente unidad se instalaron en una depresión formada con toda seguridad tras la erosión del Jurásico. El fondo de esta cuenca o depresión estaría constituido aproximadamente por el techo del Trías tal y como se deduce de la coincidencia de nivel entre las cotas de muro del Jurásico y de esta unidad.

4.3.- CONGLOMERADOS, ARENAS CON GRAVA, LIMOS, ARCILLAS. MIOCENO SUPERIOR

En el ámbito de la Hoja nº 839 (Torre de Juan Abad) y borde meridional de la Hoja nº 813 (Villanueva de los Infantes), en discordancia sobre los materiales del Paleozoico y especialmente del Triásico, se tiene un paquete de sedimentos de constitución compleja en el que de muro a techo, se pasa de facies conglomeráticas a lutítico-margosas de color ocre.

No se han localizado buenos afloramientos de esta unidad que permitan una descripción detallada.

Las observaciones puntuales permiten precisar que el tramo basal de la unidad son conglomerados polimícticos, matriz soportados y arenas con grava. Los cantos son esencialmente de cuarcita y cuarzo con calizas, areniscas y pizarras en menor proporción. La matriz arenoso-lutítica es abundante y salvo escasos puntos en los que se observan cementaciones carbonatadas en nódulos o masas irregulares, lo normal

es que estos detríticos gruesos no sobrepasa el metro, por lo que no ha sido separado cartográficamente.

Sobre estos conglomerados se tienen una alternancia de arenas, limos y lutitas en las que difícilmente se ven estructuras sedimentarias y ordenación de facies. En alguna capa de arena se ha podido observar bases erosivas y cierta gradación positiva, así como pequeños cuerpos de arenas con grava y morfología de relleno de canal en los paquetes de lutitas.

El color generalizado de esta unidad es de marrón rojizo a crema claro (ocre). Su espesor varía desde los 3 a 4 m en el sector nororiental de la Hoja nº 839 (Torre de Juan Abad), a 10 m en el sector suroccidental de dicha Hoja.

4.4.- CONGLOMERADOS POLIMÍCTICOS, ARENISCAS CON GRAVA, CALIZAS BIOCLÁSTICAS Y CALIZAS ONCOLÍTICAS

Al sur de la Sierra de Alhambra, Hojas nº 813 y 787, y a lo largo del cauce del río Azuer, y su afluente el Cañamares, sobre los sedimentos del ciclo alpino, en observación directa y posiblemente sobre los del paleozoico, se desarrolla una potente sucesión de conglomerados y calizas que en publicaciones previas, ha sido atribuido al Jurásico (*s.lato*).

En todos los puntos donde ha podido ser reconocida la discordancia basal de estos conglomerados, es fuertemente erosiva. Uno de los puntos en los que puede observarse esta discordancia es en la carretera local de Villanueva de los Infantes a la Carrizosa, en el paso del Arroyo Tortillo, así como los Cerros Testigo, en los que asientan la población de Alhambra y su castillo.

Los cambios de facies entre los conglomerados y las calizas son rápidos, y pueden observarse tanto en la evolución lateral como en la vertical.

A título indicativo, parece que la orla de conglomerados masivos se sitúa en posición septentrional, evolucionando a depósitos más carbonatados hacia el sur y suroeste.

Los conglomerados son clastosoportados, polimícticos, con cantos redondeados, escasa matriz arenosa y cemento carbonatado. La fracción mayoritaria suele estar relacionada directamente con la composición del substrato aflorante próximo, de tal forma que en Alhambra, los cantos son mayoritariamente carbonatados, y en los afloramientos del río Azuer, el porcentaje de cantos cuarcíticos y carbonatados están igualados.

En general, son masivos con paquetes métricos, en los que difícilmente se observa alguna cicatriz erosiva subhorizontal, horizontes con imbricación de cantos o granoclasificación positiva grosera.

Lateralmente, estos paquetes de conglomerados masivos pasan, o bien a conglomerados de trama abierta, en los que el carbonato es mayoritario hasta convertirse en calizas con cantos, bien a conglomerados y arenas con grava en bancos o capas decimétricas con base erosiva, estratificación cruzada en surco de media escala que intercalan capas de lutitas carbonatadas o margas grises.

En estas facies de relleno de canales es frecuente encontrar oncolitos centimétricos dispersos o concentrados, como lag residual sobre superficies erosivas y restos vegetales carbonizados y láminas discontinuas de lignito en las margas.

En cambio lateral con las facies litológicas anteriormente descritas, en los cañones de los ríos Azuer y Cañamares (Hoja nº 813), afloran series carbonatadas en las que se intercalan escasas capas de calizas con cantos dispersos.

Los espesores aflorantes son del orden de los 20 a 25 m, y en general, son calizas masivas a bancos de color marrón a gris oscuro.

Son packstone y grainstone rudíticos con capas biogénicas (bundstone), en las que los oncolitos de tamaño centimétrico constituyen un carbonato de clastos con trama cerrada. La fracción terrígena, con granos de cuarzo tamaño arena, es inferior al 5%. Son abundantes los sulfuros y los óxidos de Fe.

Las dos facies litológicas descritas y su relación espacio temporal, configuran un complejo deposicional lacustre en el que el sistema clástico de conglomerados, gravas y arenas son los depósitos fluviales, abanicos, aluviales y fan deltas, y el sistema carbonático con calizas bioclásticas y bioconstruidas, son los depósitos propiamente lacustres (plataforma carbonática, marjales, etc.).

La sedimentación coetánea de ambos sistemas con interdigitación de sus materiales, la velocidad de sedimentación y su evolución espacio temporal, son indicativos de la existencia de un borde tectónicamente activo al sur de la Sierra de Alhambra, con dirección aproximada N70°E. Esta fosa tectónica se rellena con fan deltas y sus depósitos frontales lacustres. Los afloramientos no permiten precisar si realmente estos fan deltas son de funcionamiento esporádico, deltas torrenciales o constituyen un verdadero sistema deltaico lacustre (delta Gilbert).

Los restos fósiles determinados son: Ostrácodos, Cianofíceas, Clorofíceas, Talos y girogonitos de charofitas, que en su conjunto no precisan edad.

Por criterios de correlación regional atribuimos los depósitos de estas cuencas al Terciario Superior.

4.5.- LUTITAS OCRES, MARGAS VERDOSAS, CONGLOMERADOS Y CALIZAS

En sentido sur y suroeste, la unidad litológica anteriormente descrita, evoluciona a una sucesión heterolítica en la que se alternan lutitas ocres con capas de conglomerados y de forma subordinada en los sectores suroccidentales de la Hoja nº 813, tramos de margas o lutitas carbonatadas verde grisáceas con capas de carbonatos.

Como norma general, estas litologías se organizan en secuencias métricas grano decrecientes y carbonato crecientes. Tienen como término inferior las capas de conglomerados o arenas con grava de composición polimíctica (cantos de cuarcita, carbonatos y areniscas), redondeados y de clasto a matriz soportados. Sobre la facies detrítica gruesa, y en contacto neto, se tiene la litología que caracteriza por su abundancia estos materiales. Son lutitas carbonatadas de color marrón a amarillento (facies ocre). Su aspecto es masivo con fractura arcillosa a concoide. Son frecuentes los horizontes bioturbados y con nódulos de carbonato.

En sectores reducidos (SO de la Hoja nº 813), la secuencia se completa con términos de lutitas carbonatados grises ricas en materia orgánica, que cuando se óxida da una coloración blanco pulverulenta. En contenido fósil observado, se reduce a fragmentos vegetales carbonizados y algún gasterópodo aislado.

En algún caso, sobre estas lutitas carbonatadas, se tienen capas centimétricas de mudstone arcillosas y dismicríticas de color gris. Lateralmente, suelen pasar a horizontes nodulizados.

Estas facies son los depósitos lacustres y palustres en el entorno frontal y lateral de los fan deltas. La mayor o menor proporción de conglomerados en la serie responderá a una situación de distalidad a lateralidad a los lóbulos constructivos del sistema clástico.

El conjunto de estas dos unidades litológicas sería equivalente al descrito en el sector de Torre de Juan Abad, aunque como es evidente, con unas diferencias muy claras, tanto litológicas como de modelo de depósito.

4.6.- CALIZAS MICRÍTICAS, CALIZA DE GASTERÓPODOS Y MARGAS GRISES

Esta facies litológica es común a ambas cuencias o surcos de sedimentación. En el sector al sur de Sierra de Alhambra (Alhambra-Alcubillas), las secuencias carbonatocrecientes finalizan con un paquete de calizas micríticas de orden métrico (1 a 2 m), cuya observación es muy difícil, ya que el terreno ha sido modificado, en algún caso, profundamente por los cultivos de la vid.

En el sector meridional, desde la Almedina hasta el Cortijo de la Guadianeja, los afloramientos de estos carbonatos son múltiples y de buena calidad. Son reseñables las series aflorantes en ambas márgenes del Arroyo de la Vega, en el Km 21 de la carretera local de ¿ a Torre de Juan Abad.

En este sector, los carbonatos superiores tienen espesores entre 2 m y 10 m en la Ermita de la Vega.

La facies característica de esta unidad son las calizas de gasterópodos. Son mudstone arcilloso decimétricos y wackestone dismicríticos con gasterópodos en capas decimétricas a bancos. Algunas capas son de color casi negro con materia orgánica muy abundante.

Las calizas alternan con capas o tramos de margas grises, nodulosas con escasos restos vegetales carbonizados y gasterópodos dispersos. La bioturbación es, en algún caso, intensa.

Las estructuras en secuencias marga-caliza, en las que hacia techo el término margoso va disminuyendo hasta convertirse en una lámina intercapas, en tanto que las capas carbonatadas pasan a bancos con aspecto masivo.

Las muestras estudiadas dan un contenido en Moluscos, Ostrácodos, Algas (Charofitas, entre otras), que no precisan cronología. La atribución ¿ edad Mioceno Superior por correlación en el ámbito regional.

Dentro del área del Proyecto no se han observado depósitos salinos en el registro sedimentario atribuido al Terciario, por tanto, se trataría de un sistema lacustre dulceacuícola, en el que las calizas de gasterópodos son los depósitos del momento con mayor lámina de agua y menor actividad de los sistemas clásticos de borde de cuenca. Este período de mayor inundación ocasiona que en algún punto, las calizas de gasterópodos reposan directamente sobre las series triásicas y paleozoicas.

5.- CUATERNARIO

El encajamiento de la red fluvial sobre el registro sedimentario anterior, origina un complejo sistema de unidades litológicas que van desde las costras carbonatadas desarrolladas en la llanura de Alhambra la Solana, Hoja nº 787, atribuidos los pliocenos hasta los depósitos del cuaternario reciente de los fondos de valle. Son destacables tanto por su espectacular desarrollo como por su significado neotectónico, el complejo sistema de glacis de la Hoja nº 840 (Bienservida), y los depósitos de conglomerados y travertinos relacionados con las fracturas en el río Ruidera.